



Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France)

Olivier Raynal

► To cite this version:

Olivier Raynal. Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France). Minéralogie. Université Montpellier 2 Sciences et Techniques du Languedoc, 2008. Français. NNT: . tel-00542897

HAL Id: tel-00542897

<https://theses.hal.science/tel-00542897>

Submitted on 3 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER II

— Sciences et Techniques du Languedoc —

THÈSE

pour obtenir le diplôme de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER II

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosiences,
Environnement

Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d'un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France)

Olivier RAYNAL

soutenue le 18 Décembre 2008

Serge BERNÉ	Université de Perpignan - Rapporteur
Jean-Yves REYNAUD	Université Paris VI - Rapporteur
Éric CHAUMILLON	Université de La Rochelle - Examineur
Michel LOPEZ	Université de Montpellier - Examineur
Michel SÉRANNE	Université de Montpellier - Directeur de Thèse
Frédéric BOUCHETTE	Université de Montpellier - Co-directeur de Thèse
Raphaël CERTAIN	Université de Perpignan - Invité

à mes parents...

REMERCIEMENTS

Un grand merci à Frédéric Bouchette pour son optimisme et son enthousiasme sans faille. Durant ces 4 années de travail (DEA et Thèse...), Fred m'a toujours poussé vers l'avant et encouragé dans ce que je voulais faire.

Je remercie Michel Séranne pour ses précieux conseils scientifiques et méthodologiques mais aussi pour sa bonne humeur communicative ! Michel a toujours prêté une oreille attentive lorsque la motivation n'était pas au rendez-vous.

Je tiens également à remercier Raphaël Certain qui m'a apporté son savoir faire lors des campagnes d'acquisition sismique. Il a toujours été présent pour me conseiller et m'encourager. Les petits aller-retours sur Perpignan m'ont toujours été très profitables.

Un grand merci à toutes les personnes avec qui j'ai travaillé au cours de ces trois dernières années :
Bernadette Tessier, qui m'a prêté le Boomer IKB Seistec,
Thierry Courp, Pierre Ferrer et Eric Berthebaud pour l'aide précieuse qu'ils ont apporté sur les manipulations de sismique,
Pierre Sabatier et Laurent Dezileau avec qui j'ai eu de fréquents et enrichissants échanges concernant nos travaux,
Gilles Merzeraud pour son rôle de tuteur pédagogique de monitorat mais également pour les petites discussions et les cadeaux qui remontent le moral,
toute l'équipe "Bassins",
Fabien Graveleau et Stéphane Dominguez pour leur enthousiasme et leur savoir-faire en modélisation analogique.

Au cours de ces trois dernières années, j'ai réellement pris conscience de l'importance de ma famille. Elle m'a aidé à traverser de nombreuses épreuves. Pour tous les moments difficiles vécus, je pense à eux. Parents, Frère et Soeur, Grand-Parents, Oncles et Tantes, Cousins et Cousines... Merci pour tout !

Un grand merci aux copains et amis pour leur présence, leur joie de vivre et leurs encouragements...

Alain, Andy, Anna, Anne, Anne, Axel et Maguelone, Bruno, Cap'tain Bling Bling, Carococo, El Colombiano Volador, El Jefe et Brigitte, Eug, Flo, Gregos, Ingo, Ingrimisme, Jean-Phi et Françoise, Julie, Julie, Karen, Lara, Léa, Léa, Lenny, Le Roi Guilhum et Marie-Do, Linda, Lyde, Massiou, Marge, Marie, Marion, Marion, Maxou, Médé et les membres du club *Caroux Montagne*, Mike, Mimi, Nans, Nico, Nico, Nico, Nico, Nono & *Chateau Viranel* (AOC St Chinian...), Pierre, Philou, Rémi, Roko l'osthéo, Santi, Seb, Sev, Sylvain, Tama, Tho, Thomas, Tim, Véro, Vincent, Yoyo.

Petite histoire caennaise...

Afin de récupérer du matériel d'acquisition sismique Caen, nous avons loué un fourgon avec mon homologue perpignanais Pierre Ferrer. La route est longue pour aller dans ce plat pays, très longue... Après plus de 11h de route à travers la France, CAEN!!! On y est!!! On traverse la banlieue calmement, sans se presser. Un feu rouge... J'aurais pu passer à l'orange en bon montpelliérain qui se respecte mais non, on est pas chez nous, on va la jouer tranquille! Je m'arrête. A peine le fourgon immobilisé, quelqu'un ouvre violemment ma portière... "merde on se fait braquer!!!". La porte côté conducteur ouverte, le gars se met à me dir... à crier : "Police!!! Eteins le véhicule!!! Sors du véhicule!!! dépêche toi!!!" Et ça une bonne dizaine de fois... enfin je crois! Ne comprenant pas ce qui se passe, je reste hébété au volant et Pierre ne réagit pas plus que moi. Le policier me bloque alors contre mon siège avec sa matraque, puis me sort du véhicule et me plaque contre la carrosserie. En quelques secondes ils nous fouillent, nous passent les menottes dans le dos et nous embarquent séparément dans leurs voitures. Durant le trajet vers l'hôtel de police, à environ 100 km/h dans le centre ville, ils me disent que le fourgon est un véhicule volé et je dois expliquer notre présence à Caen. Arrivés au poste, les policiers commencent déjà à se douter que nous n'y sommes pour rien. Mais la procédure, c'est la procédure : chacun de notre côté, on se refait fouillé, mais cette fois on se déshabille. Après avoir vérifié nos vêtements et enlevés ceinture et lacets, on se rhabille. Quelques minutes après notre arrive à Caen, nous voilà donc enfermés dans des cellules séparées, et questionnés à tour de rôle. Pendant qu'ils effectuent leur vérification, ils décident d'envoyer des policiers de Béziers au domicile de la mère de Pierre. Je vous laisse imaginer sa frayeur en voyant la police débarquer chez elle à 20h30 sachant son fils sur la route... Après nous avoir retenus une heure et demi en "garde vue", comprenant que nous n'y sommes pour rien, l'officier décide de nous laisser repartir, mais sans un mot d'excuse!

En fait le fourgon avait été volé en 2004 puis retrouvé entre les mains de trafiquants de drogue à la frontière Espagnole. Après restitution à son propriétaire, l'arrêt des recherches n'avait pas été indiqué dans la base de donnée de la police et de la gendarmerie. Pourtant, l'agence de location nous a indiqué que la police de Perpignan a loué ce véhicule plusieurs fois pour faire des planques, depuis sa restitution...

Prenez garde la prochaine fois que vous louerez un véhicule (même auprès d'une grande agence internationale)... On ne sait jamais ce qui peut se passer. Et surtout pas de bêtises sur la route... la police veille!

Proverbe Languedocien...

Se la barba bailava la siença, las cabras serin geulògas

Table des matières

Introduction générale	13
1 Histoire géologique de la marge passive du Golfe du Lion	19
1.1 L'histoire anté-pliocène	20
1.1.1 La structuration pré-rift	20
1.1.2 Le rift Oligo-aquitainien	22
1.1.3 Les dépôts post-rift	24
1.1.3.1 La sédimentation miocène	25
1.1.3.2 La crise de salinité messinienne	25
1.2 L'évolution plio-quadernaire	26
1.2.1 La développement sédimentaire de la marge du Golfe du Lion	26
1.2.2 Le post-glaciaire	28
1.3 Les littoraux du Golfe du Lion	29
1.3.1 Les caractéristiques morphologiques et sédimentaires	29
1.3.2 L'évolution Holocène des zones lagunaires	30
1.3.3 Le système littoral palavasien	32
2 La dynamique côtière	35
2.1 définition du domaine littoral	36
2.2 Généralités	36
2.3 Les littoraux dominés par la houle	38

2.3.1	caractéristiques morphologiques et facteurs de contrôle	38
2.3.2	Les systèmes littoraux transgressifs	41
2.3.2.1	architectures et facteurs de contrôle	41
2.3.2.2	les cordons sableux transgressifs	43
2.3.3	Les vallées incisées	44
3	Méthologies et données acquises	49
3.1	Sismique réflexion très haute résolution (THR)	50
3.1.1	Système d'acquisition	50
3.1.1.1	Le Boomer IKB Seistec	50
3.1.1.2	L'écho sondeur INNOMAR SES-2000 Standard	51
3.1.1.3	La prospection "IXSURVEY"	52
3.1.2	L'interprétation des données sismiques	52
3.2	Données de forages et radiométrie ^{14}C	54
3.2.1	Les données de carottages	54
3.2.2	Radiochronologie ^{14}C	55
3.3	La modélisation analogique d'un système côtier	56
4	Dynamique côtière longshore	57
4.1	Introduction	60
4.2	Presentation of the Maguelone shore	60
4.2.1	General setting	61
4.3	Methods and data	62
4.3.1	Coastal and lagoonal VHR seismic profiles	62
4.3.2	Cores and datations	64
4.4	Facies and sedimentary units	65
4.4.1	Seismic units	65
4.4.1.1	Accoustic basement : Unit Upl	65

4.4.1.2	Unit U1	66
4.4.1.3	Unit U2	66
4.4.1.4	Unit U3	67
4.4.1.5	Unit U4	67
4.4.2	Cores	70
4.4.2.1	Back-barrier deposit succession	70
4.4.2.2	Present-day beach barrier	72
4.4.2.3	Shoreface	72
4.4.3	Sedimentary units	73
4.5	Interpretation of Holocene architecture	75
4.5.1	Holocene transgressive tract	75
4.5.2	Unit U3 : no prograding sand barrier	76
4.5.3	Unit U2 : Holocene alongshore paleo sand spits	79
4.6	Discussion	82
4.6.1	Holocene evolution of the Maguelone shore	82
4.6.2	Model of wave-dominated coastal system controlled by alongshore drift	84
4.7	Conclusion	85
4.8	Acknowledgements	86
4.9	References	86
5	Morphologie héritée et eustatisme	93
5.1	Introduction	96
5.2	general setting	96
5.3	Methods and data	98
5.3.1	Coastal and lagoonal VHR seismic profiles	98
5.3.2	Cores and datations	99
5.4	Results	100

5.4.1	Seismic units	100
5.4.1.1	Basement Upl	100
5.4.1.2	Unit U1	100
5.4.1.3	Unit U2	102
5.4.1.4	Unit U3F	102
5.4.1.5	Unit U3L	102
5.4.1.6	Unit U4	104
5.4.2	Cores	105
5.4.2.1	back-barrier deposit succession	105
5.4.2.2	Present-day beach barrier	107
5.4.2.3	Shoreface	107
5.4.3	Sedimentaries units	108
5.5	Discussion	110
5.5.1	Holocene transgressive tract	110
5.5.2	End of transgression and Highstand system tract	112
5.5.3	Incised valleys filling	112
5.5.4	Sand barrier retrogradation	113
5.5.5	isolated and protected lagoon	114
5.6	Conclusion	116
5.7	Acknowledgements	116
5.8	References	117
6	Une étude conceptuelle par modélisation analogique	123
6.1	Introduction	124
6.2	Dispositif expérimental	124
6.3	Protocole expérimental	126
6.4	Résultats	127

6.4.1	Expérience standard (paramètres constants)	127
6.4.2	Expérience à variations eustatiques	129
6.4.2.1	Les dépôts d'avant côte	129
6.4.2.2	L'évolution du réseau hydrographique	130
6.4.3	Expérience à variations climatiques (= pluviométriques)	131
6.5	Discussion	134
6.5.1	Les cortèges sédimentaires d'avant côte	134
6.5.2	Le remplissage des vallées incisées	135
6.5.3	Le processus d'incision et la formation de terrasse	135
6.5.3.1	La zonation du profil en long d'une rivière	135
6.5.3.2	Les cycles spontanés d'incision et d'élargissement d'un chenal	136
6.6	Conclusion	137
Conclusion générale		139
Liste des figures		162
A Profils sismiques très haute résolution		164
B Planches photographiques de la modélisation analogique		174
C Les variations du niveau marin		180
C.1	Généralités	181
C.2	Les cycles glacio-eustatiques	182
C.3	La dernière déglaciation et la transgression marine	184
C.4	Les cortèges sédimentaires associés aux variations du niveau marin	186

Introduction générale

Contexte scientifique et objectifs

"Le littoral est la région (l'endroit) qui se trouve au bord d'une mer, d'un océan, d'un lac. Selon les définitions retenues, le littoral s'étend de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de part et d'autre de la limite terre-eau. (...)

La majorité de l'humanité vit aujourd'hui sur les littoraux, propices aux différents flux (échanges commerciaux, déplacements, etc.).

Le littoral est riche en paysages exceptionnels qui en font un atout touristique souvent au risque de sa propre dégradation par la surfréquentation. Le paysage est l'enjeu d'un des équilibres que cherchent à trouver les schémas de développement intégrés du littoral.

Sur toute la planète, les littoraux tendent à s'artificialiser, et ils sont souvent menacés par la montée des océans.

Dans les zones peu urbanisées, les littoraux sont souvent des cotons très riches, jouant aussi un rôle de corridor biologique.

(...)

Menaces et vulnérabilités.

Divers facteurs contribuent à fragiliser le littoral :

- *Sensibilité naturelle à l'érosion marine.*
- *Mouvements géomorphologiques naturels ou exacerbés par l'élévation du niveau de la mer et par l'occurrence ou la gravité des phénomènes climatiques extrêmes liés au changement climatique (tempêtes, pluviométrie, chocs thermiques qui exacerbent l'érosion). (...)*
- *Pressions anthropiques croissantes et plus développées que sur le reste des terres, urbanisation, pollution, densités croissantes de population, développement des activités industrielles et touristiques. (...)*
- *Les littoraux sont aussi exposés au retour de polluants via les embruns ou les marées noires par exemple.*
- *Surpêche.*

Tourisme littoral et maritime.

Le tourisme maritime est celui qui s'est le plus développé au XXe siècle, non sans impacts négatifs, avec notamment le bétonnage et l'artificialisation du littoral. (...)

Littoral et urbanisation.

Dans le monde et en Europe, les communes littorales et des arrière-pays présentent un taux d'urbanisation et de périurbanisation généralement beaucoup plus élevé que la moyenne. (...)"

Article Wikipédia (<http://fr.wikipedia.org/wiki/Littoral>)

Cet extrait d'article montre bien les multiples facettes et les enjeux sociaux que représentent les zones littorales. Ces zones littorales sont menacées par de nombreux phénomènes anthropiques et naturels (élévation du niveau marin, tempêtes, etc.). Parmi ces menaces, l'érosion et la modification du milieu côtier (comblement de lagunes, etc.) ont de lourdes conséquences. A l'heure actuelle, la prédiction de l'évolution des zones littorales devient primordiale. Mais prévoir cette évolution future nécessite de connaître la dynamique sédimentaire côtière et de comprendre les interactions entre les facteurs qui la contrôlent.

La dynamique côtière est contrôlée par de nombreux facteurs qui agissent à différentes échelles de temps et d'espace. Sur le court terme, l'évolution d'un système côtier microtidal est influencée par l'action de la houle, des tempêtes, des interactions houle/courant et par la morphodynamique des corps sédimentaires littoraux (barres sableuses, etc.). A plus long terme, la dynamique côtière dépend des va-

riations du niveau marin, de la morphologie héritée et de l'hydrodynamique globale du système (Kraft et al., 1987). Enfin, à l'échelle géologique, l'architecture des cortèges sédimentaires est contrôlée par l'eustatisme, la subsidence et les apports sédimentaires (Vail et al., 1987). A chaque échelle de temps, les effets de ces facteurs sont bien connus. Cependant, l'enregistrement des interactions entre tous ces paramètres dans l'évolution sédimentaire reste difficile à définir.

D'importantes campagnes géophysiques sont réalisées afin d'apporter des informations sur les géométries des corps sédimentaires côtiers et sur leur dynamique (Posamentier and Allen, 1993; Amorosi and Milli, 2001). Les systèmes côtiers qui présentent des unités de dépôts bien exprimées, sont parfaitement décrits et leur cadre chrono-stratigraphique est analysé avec succès par les méthodes de stratigraphie séquentielle. Dans ce cadre là, les apports sédimentaires importants permettent d'enregistrer les différentes phases eustatiques, la subsidence du bassin et les facteurs de contrôle de plus hautes fréquences. A l'inverse, dans un système à faibles apports sédimentaires, où cet enregistrement est discontinu dans le temps et dans l'espace, l'interprétation est plus délicate. Il se pose alors la question de savoir quelles sont les architectures de dépôts et les facteurs de contrôle qui caractérisent un système côtier pauvre en apports sédimentaires directs.

Afin de répondre à cette problématique, des campagnes de prospection de sismique très haute résolution, de carottage et d'étude de terrain ont été menées sur le littoral du Golfe du Lion et plus particulièrement sur le système littoral palavasien (Sud de la ville de Montpellier). Cette zone côtière, à environnement microtidal (Barusseau et al., 1996), est caractérisée par de faibles apports sédimentaires directs.

L'objectif de cette étude de terrain est, dans un premier temps, de compléter les connaissances des systèmes littoraux du Golfe du Lion. Ces travaux se sont plus particulièrement attachés à caractériser les cortèges sédimentaires post-glaciaires du Golfe d'Aigues-Mortes (cortège transgressif et prisme de haut niveau marin). Dans un second temps, les connaissances acquises doivent nous aider à comprendre la dynamique d'une zone littorale pauvre en apports sédimentaires directs et à définir un modèle de construction de ces zones particulières.

L'approche de terrain a été complétée par des expériences en laboratoire. **Le but de cette modélisation analogique** était de caractériser l'impact des cycles eustatique et climatique sur un système terre-mer. Le dispositif expérimental devait permettre de : (1) définir les processus d'incision d'un bassin versant et son évolution, et (2) de comprendre quel est le rôle des vallées incisées dans l'architecture des cortèges sédimentaires.

Cadre de recherche

Ce travail a été mené grâce à une bourse de doctorat ministérielle au sein du laboratoire *Géosciences Montpellier* de l'Université Montpellier II (UMR 5243). Les résultats de ce travail de recherche s'inscrivent dans les programmes du GDR-Marges (chantier *Golfe du Lion*), de l'ANR-copter, de l'ATIP progelac et dans les projets européens GESA et NAUSICAA (programme BEACHMED-e). Une partie des outils de géophysique marine utilisés appartient à la plate-forme technologique régionale GLADYS (www.gladys-littoral.org).

Cette thèse a bénéficié d'une collaboration étroite, scientifique et matérielle, avec le laboratoire *IMAGE* de l'Université de Perpignan Via Domitia. D'un point de vue scientifique, ces travaux ont été réalisés en liaison avec Raphaël Certain du laboratoire *IMAGE*.

En ce qui concerne les travaux de modélisation, ceux-ci sont nés de la collaboration avec l'équipe Tectonique Active et Géodésie (TAG) au sein de *Géosciences Montpellier*, dans le cadre des "actions structurantes" du laboratoire.

Organisation du manuscrit

Ce mémoire est organisé en six chapitres :

Les résultats et les concepts décrits dans les deux chapitres introductifs serviront de base pour les réflexions scientifiques de ce travail. Dans un premier temps, le *Chapitre 1* présente l'évolution géodynamique et sédimentaire de la zone d'étude, le Golfe du Lion. Cette présentation permet de définir le contexte de cette thèse au regard de l'état des connaissances sur cette marge continentale. Dans un second temps, le *Chapitre 2* correspond à une synthèse des connaissances sur la dynamique et la stratigraphie côtière. Ce chapitre a pour but de donner les concepts utiles à la compréhension et l'interprétation du système littoral étudié, en terme d'environnement de dépôt et de variations du niveau marin.

Le *Chapitre 3* correspond à la méthodologie employée au cours de ce travail de recherche. Ce chapitre présente les différents outils de prospection et de mesure utilisés (géophysique marine, carottage, etc.), ainsi que les méthodes de traitement des données.

Les trois derniers chapitres correspondent aux résultats obtenus d'une part, lors de l'étude de terrain du système côtier palavasien (*Chapitre 4* et *5*) et d'autre part au cours des expériences de modélisation analogique (*Chapitre 6*). Le *Chapitre 4* correspond à une publication soumise et acceptée à *Marine Geology*. Ce chapitre s'intéresse aux processus longshores (parallèles à la côte) qui contrôlent la mise en place des cortèges sédimentaires côtiers. Il en ressort un modèle de système côtier, pauvre en apports sédimentaires directs, contrôlé principalement par la dynamique longshore. Le *Chapitre 5* a également fait l'objet d'une publication pour un numéro spécial du *Bulletin de la Société Géologique de France*, intitulé

"vallées incisées et lagunes françaises". Cet article traite d'une part, de l'influence des vallées incisées sur l'enregistrement sédimentaire côtier au cours des périodes de transgression marine et d'autre part, du concept de fermeture des environnements lagunaires. Pour une meilleure lisibilité, ces deux chapitres, rédigés en anglais, ont leur propre liste bibliographique. Enfin, le *Chapitre 6* présente les travaux de modélisation analogique. Ces travaux s'articulent autour de deux objectifs principaux : (1) la caractérisation des processus d'incision et de l'influence des variations eustatique et climatique sur ces processus ; (2) la mise en évidence du rôle des vallées incisées dans la morphodynamique côtière.

Chapitre 1

Histoire géologique de la marge passive du Golfe du Lion

Ce chapitre correspond à une synthèse de l'histoire du Golfe du Lion. On va voir d'une part l'histoire générale de la marge et d'autre part son évolution sédimentaire au cours du Plio-Quaternaire. Afin de mieux comprendre le contexte de cette étude, ce chapitre se termine par une synthèse des principaux travaux réalisés sur les systèmes lagunaires Holocène.

Cette présentation de l'évolution sédimentaire et environnementale de la marge du Golfe du Lion tentera de définir le contexte de ce travail et de montrer l'intérêt de l'étude du système côtier Holocène dans le Languedoc.

Le Golfe du Lion correspond à la partie Nord de la marge méditerranéenne occidentale (figure 1.1). La marge du Golfe du Lion est très étendue puisqu'elle atteint 250 kilomètres de long et s'étend sur les côtes françaises des Pyrénées (à l'Ouest) à la Provence (à l'Est). Son histoire est directement liée à sa position géographique qui correspond à une zone où se rencontrent différents domaines géotectoniques. L'évolution de cette partie du rift Ouest européen est le témoignage de l'héritage de ces domaines.



FIG. 1.1 – Carte de localisation du Golfe du Lion présentant les grands ensembles géographiques (delta du Rhône, Languedoc, Roussillon). Le MNT (projection mercator) a une résolution de 100 mètres (S. Dominguez, Laboratoire GM).

1.1 L'histoire anté-pliocène

1.1.1 La structuration pré-rift

La nature des différentes formations constituant le substratum de la marge du Golfe du Lion (Guenoc et al., 2000) nous renseigne sur l'histoire Pré-rift de la marge. On distingue un socle paléozoïque, qui représente la majeure partie du substratum en mer (reconnu dans les sondages pétroliers), et un

socle mésozoïque observé par sismique (figure 1.2). La partie paléozoïque, principalement composée des "schistes des Cévennes" et de granites ("granite de Sirocco"), témoigne de l'héritage de l'orogénèse hercynienne. A partir du Permien (Debrand-passard et al., 1984) ou du Trias (Baudrimont and Dubois, 1977), le Sud de la France est marqué par la formation du Bassin du Sud-Est. Durant le Jurassique, la zone du Golfe du Lion a constitué la plate-forme, interne ou externe, au Sud du Bassin du Sud-Est. A cette période, les principaux accidents tels que les failles des Cévennes et de Nîmes existent déjà. La présence de ces failles sur la plate-forme rend compte des différences d'épaisseur des séries mésozoïques. Au Crétacé, le bassin vocontien se forme. Les dépôts-centres migrent vers le Nord et la zone du Golfe du Lion correspond à un haut-fond. La plate-forme ne s'étend plus que jusqu'à la bordure Nord du Golfe du Lion (Curnelle and Dubois, 1986).

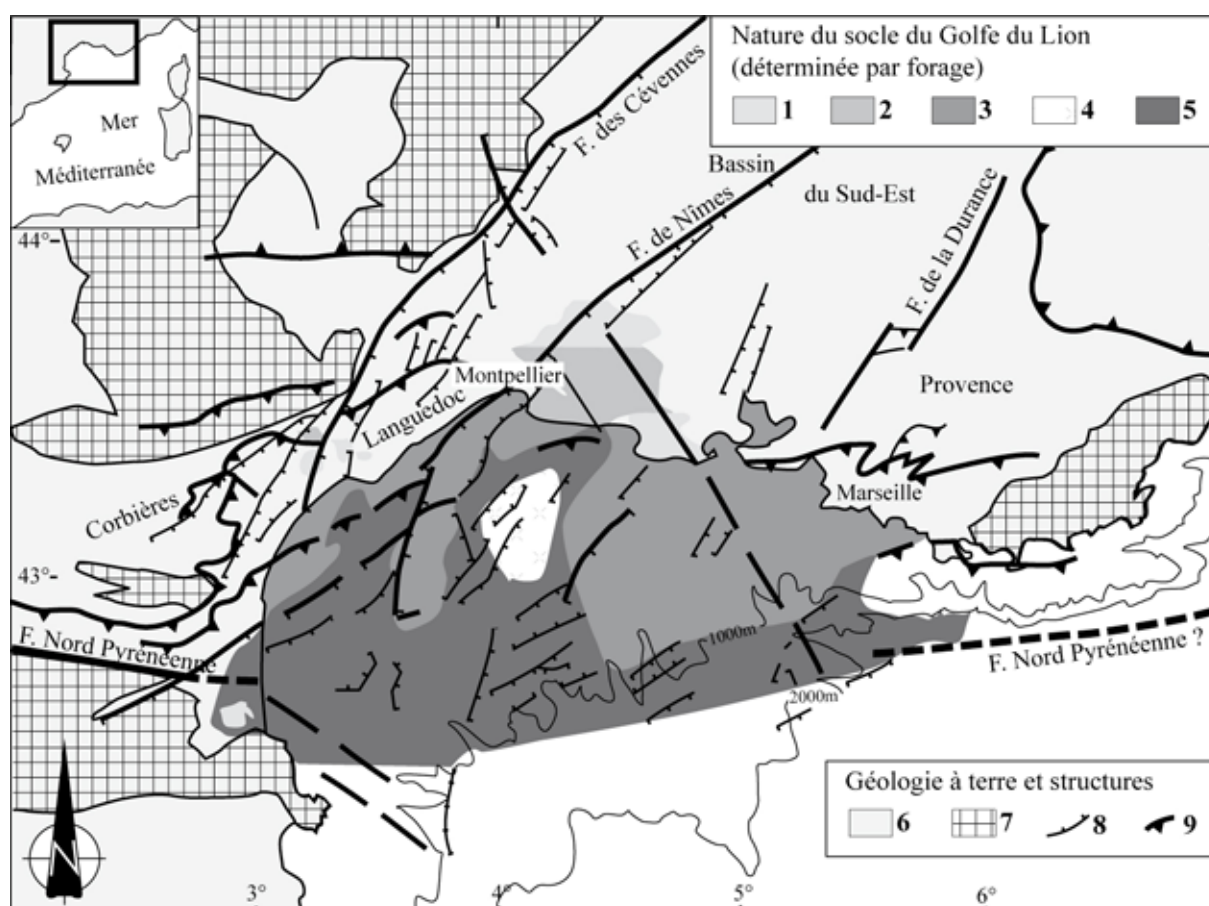


FIG. 1.2 – Carte géologique simplifiée, principales structures et nature du substratum du Golfe du Lion (d'après Guennoc et al. (2000)). 1. Crétacé ; 2. Jurassique ; 3. substratum mésozoïque supposé en mer ; 4. granite de Sirocco ; 5. socle paléozoïque (métasédiments) ; 6. séries mésozoïques et cénozoïques ; 7. massif paléozoïques ; 8. failles normales ; 9. chevauchements tertiaires.

Au cours de l'orogénèse pyrénéenne, du Crétacé Terminal à l'Eocène, la couverture sédimentaire de la région subit une structuration importante. Les structures sont principalement contrôlées par l'épaisseur et la nature de cette couverture. En Languedoc, où la couverture est épaisse, la compression pyrénéenne provoque des plis, des chevauchements ("plis de Montpellier") et des décrochements (Arthaud and Seguret, 1981). Par contre, dans les zones à faible épaisseur de sédiments, on observe des chevauchements de lambeaux de socle et de couverture (nappes des Corbières et nappes provençales).

1.1.2 Le rift Oligo-aquitainien

Le rifting Ouest européen survient rapidement après l'orogénèse pyrénéenne (figure 1.3). Séranne (1999) montre, par reconstitution des différents épisodes d'extension, que le rifting a été initié il y a 28 Ma au niveau du Golfe du Lion. Il est donc purement Oligocène dans cette région alors qu'il aurait débuté dès le Priabonien (Eocène Terminal) dans le reste du Sud de la France. L'extension oligocène résulte des variations des mouvements relatifs des plaques Afrique et Europe à la fin de l'Eocène (Guenoc et al., 2000). Celles-ci provoquent des changements rapides de contrainte et notamment une extension généralisée de direction Est-Ouest en Europe de l'Ouest. Bessis and Burrus (1986) montrent que la marge du Golfe du Lion présente les caractéristiques d'une marge passive de type Atlantique. C'est-à-dire une tectonique d'ouverture où les mouvements verticaux prédominent (failles normales, grabens et horsts, blocs basculés).

La région du Golfe du Lion a hérité d'une forte structuration. Ainsi, dans cette zone, l'extension de direction NO/SE est marquée par la réactivation de structures préexistantes. En effet les nombreux fossés Oligocènes (figure 1.4) se localisent sur les grandes failles existantes (faille des Cévennes, faille de Nîmes) et sur des failles de même orientation nées de la compression pyrénéenne et réactivées en extension tels que les fossés au Nord de Montpellier et le fossé de Narbonne (Gorini et al., 1991; Maerten and Séranne, 1995; Séranne et al., 1995; Bénédicto, 1996). Ces fossés sont généralement de petite taille avec des dépôts syn-rifts continentaux réduits.

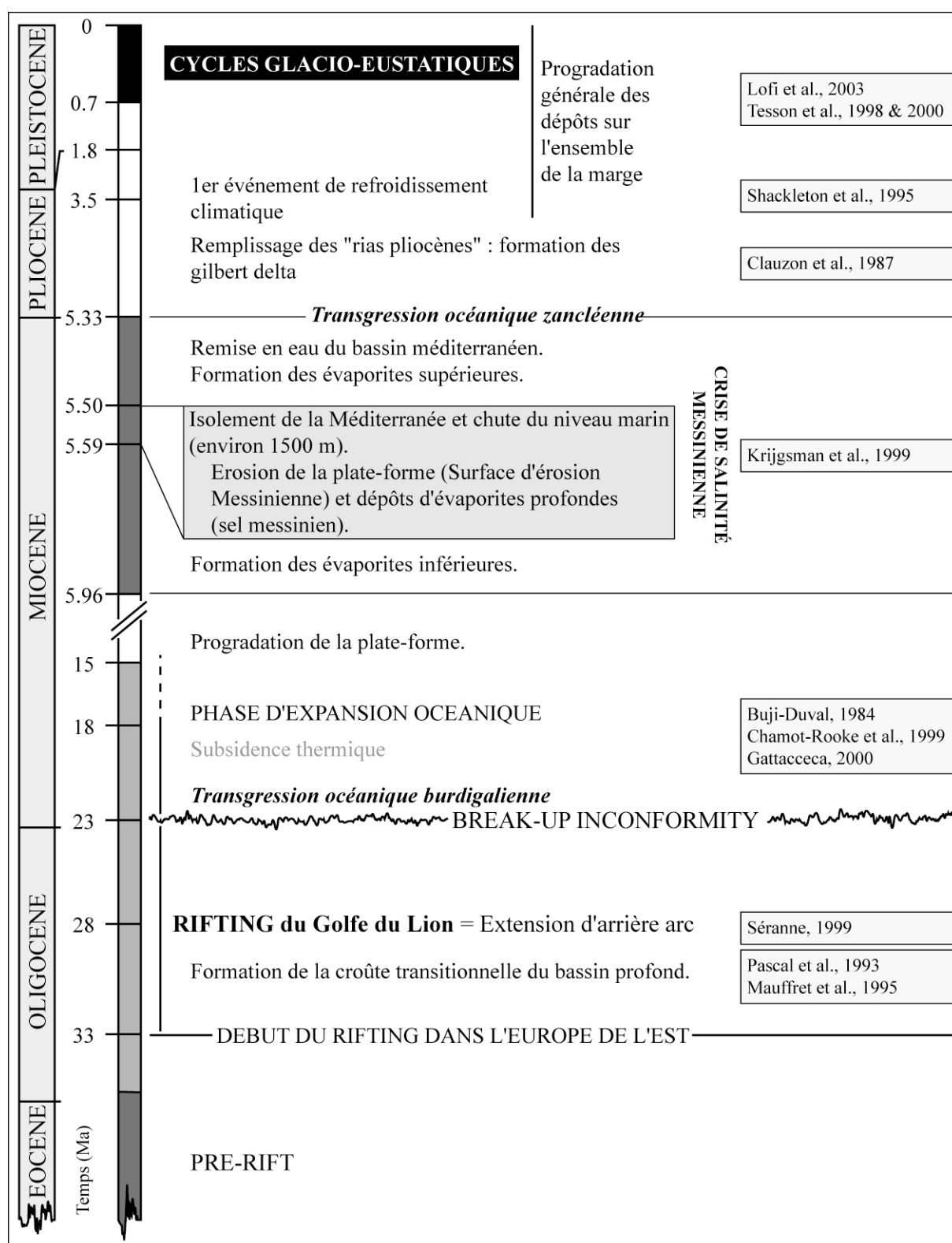


FIG. 1.3 – Chronologie des événements géodynamiques et sédimentaires responsables de la formation du Golfe du Lion.

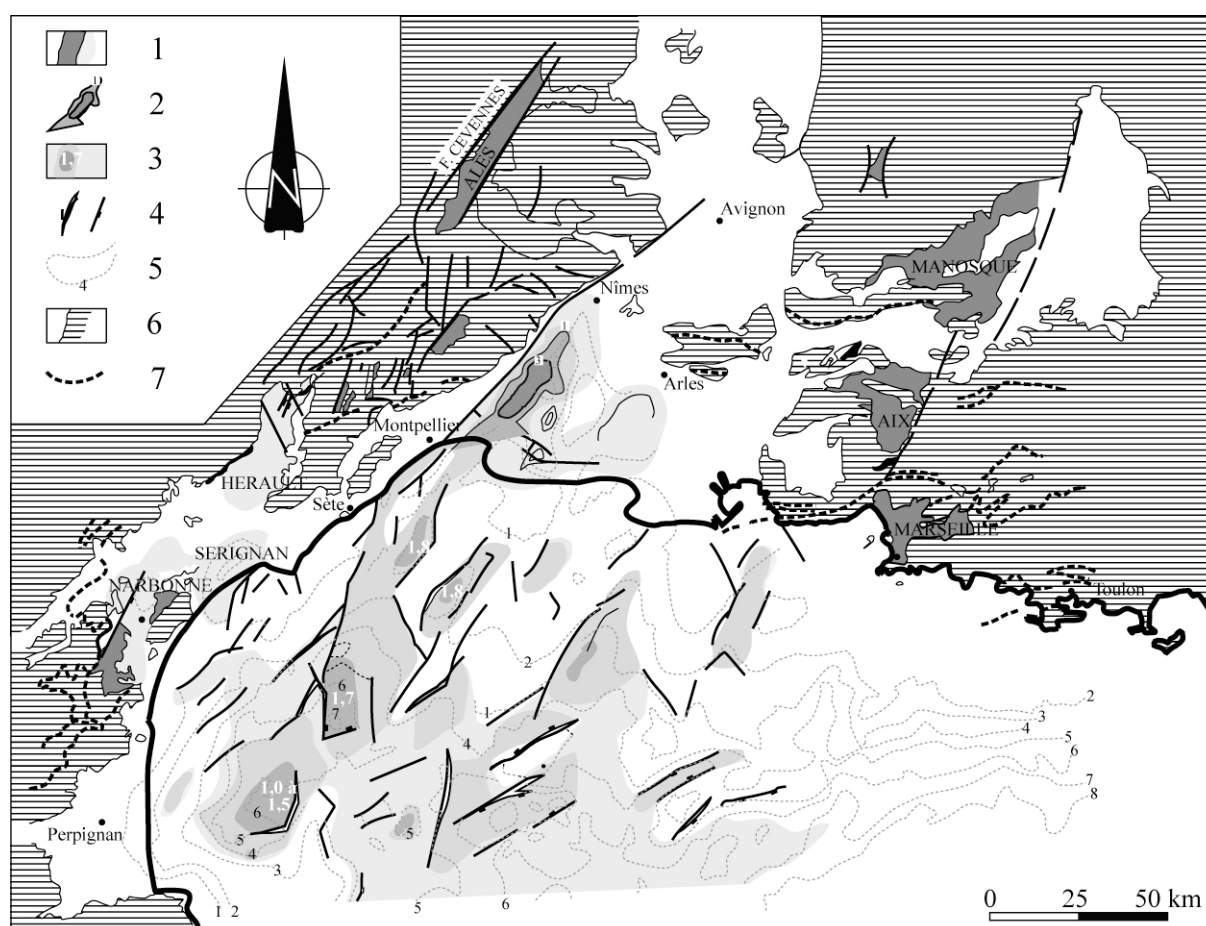


FIG. 1.4 – Carte simplifiée du rift du Golfe du Lion et des fossés du Sud-est (Guennoc et al., 2000). 1. fossé à terre ; 2. Isopaques en milliers de mètres dans le bassin de Camargue d'après Bénédicto (1996) ; 3. épaisseur maximale en secondes temps double des séries syn-rift en mer ; 4. failles du rift ; 5. isobathes du substratum pré-rift (en milliers de mètres) ; 6. limites d'affleurement du substratum pré-rift à terre ; 7. principales structures pyrénéennes à terre.

La période de rifting se termine vers 23 Ma (Aquitaniens Moyen). Après le rifting qui a duré environ 5 Ma au niveau du Golfe du Lion, on observe une courte phase d'expansion océanique de 23 à 18-15 Ma (Bijul-Duval, 1984; Gattacceca, 2000). Le modèle de subsidence des marges passives est respecté. La tectonique active laisse place à un mode de subsidence thermique et de surcharge sédimentaire qui conduit au basculement de la marge.

1.1.3 Les dépôts post-rift

Cette période est caractérisée par une sédimentation intense sur la marge. L'accumulation importante de sédiments depuis la fin du rifting contribue de 40 à 50 % à la subsidence totale Bessis and Burrus (1986), estimée actuellement à 10 kilomètres dans le bassin profond.

1.1.3.1 La sédimentation miocène

La sédimentation post-rift Miocène scelle les grabens et fossés. On distingue en sismique réflexion deux groupes principaux au sein du Miocène (Gorini et al., 1993) : (1) le groupe transgressif inférieur (Aquitaniens Supérieur à Burdigalien Moyen) dont la base correspond à la discordance avec les dépôts syn-rifts (*Break-up unconformity*) et (2) le groupe progradant supérieur (Burdigalien Supérieur à Tortonien Supérieur). Ces dépôts qui présentent une progradation générale correspondent à des turbidites et argilites dans le bassin profond et à des dépôts deltaïques vers la plate-forme.

1.1.3.2 La crise de salinité messinienne

A la fin du Miocène, la crise de salinité messinienne va fortement modifier la morphologie du Golfe du Lion. Cet événement brutal correspond à la dessiccation partielle de la Mer Méditerranée associée à la chute très importante du niveau marin (environ 1500 mètres). Elle débute à 5.96 Ma (Gautier et al., 1994) avec la déconnexion progressive de la Mer Méditerranée et de l'Océan Atlantique provoquée par le soulèvement du détroit de Gibraltar (tectonique Tortonienne-Messinienne Inférieure). La rapide remise en eau du bassin méditerranéen marque la fin de la crise messinienne vers 5.33 Ma (Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999).

Au cours de la crise de salinité messinienne, la plate-forme continentale subit une importante érosion sub-aérienne (Guennoc et al., 2000). La marge du Golfe du Lion est incisée par de nombreux canyons (figure 1.5). Deux principales vallées messiniennes entaillent la marge : le système de la vallée du Rhône à l'Est et le système de vallées du Languedoc-Roussillon à l'Ouest. Cette Surface d'Erosion Messinienne (SEM) se raccorde, vers le large, à la base de la série évaporitique messinienne. Cette série est constituée de trois unités (Montadert et al., 1978) : (1) les évaporites inférieures de nature inconnue, épaisses de 400 à 500 mètres, (2) le « sel messinien » correspondant à un dépôt de halite d'environ 800 mètres d'épaisseur et (3) les évaporites supérieures d'aspect lité ayant une épaisseur de 500 à 600 mètres dans le bassin profond. Lofi et al. (2005) montrent, à l'aide de profils de sismique sur la marge du Golfe du Lion, que la morphologie de la SEM correspond à une érosion fluviale. Ces auteurs suggèrent l'existence d'importants flux gravitaires sous-marins pendant le dépôt des évaporites inférieures (interlits clastiques au sein des évaporites inférieures). Ils mettent également en évidence des dépôts messiniens en forme de cône dans la partie aval des principales vallées messiniennes. Le modèle de dépôt invoqué est le couplage de la chute du niveau marin avec des accumulations deltaïques et prodeltaïques. Dans le Golfe du Lion, la tectonique au Miocène Terminal a joué un rôle important pour (1) le contrôle du réseau fluvial messinien, (2) la localisation du maximum d'érosion sur la plate-forme et (3) la localisation des dépôts de cônes détritiques de bas de pente (Lofi et al., 2005).

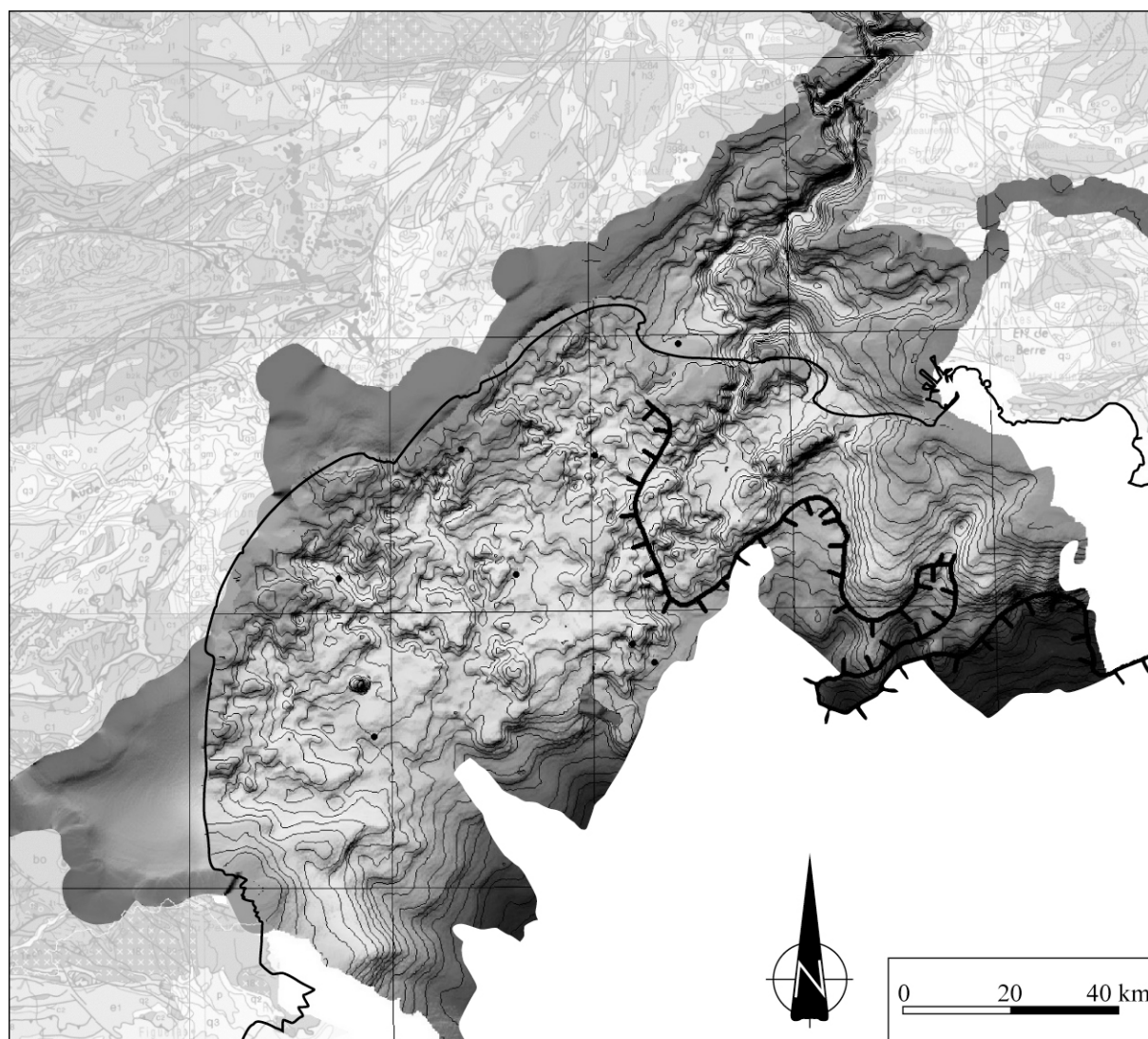


FIG. 1.5 – Carte de l'incision messinienne couplée à la carte géologique de France au millionième (modifiée d'après Guennoc et al. (2000)).

1.2 L'évolution plio-quaternaire

1.2.1 La développement sédimentaire de la marge du Golfe du Lion

Au Pliocène inférieur, la surcharge sédimentaire, liée au dépôt rapide des évaporites messiniennes et à la remise en eau du bassin, provoque une subsidence accélérée et une flexuration au niveau des marges. Les mouvements tectoniques verticaux, tels que la surrection bordière et la subsidence du bassin, et les changements climatiques du Pliocène Supérieur et du Quaternaire conduisent au dépôt d'une épaisse série sédimentaire sur la marge du Golfe du Lion. A la remise en eau du bassin méditerranéen, appelée transgression zancléenne, les nombreux canyons messiniens sont ennoyés et forment les "rias pliocènes". Les premiers dépôts pliocènes qui remplissent les rias sont de type gilbert delta (Clauzon et al., 1987;

Clauzon, 1990; Duvail et al., 2005). Par la suite les prismes sédimentaires progradants vont migrer rapidement vers le large et recouvrir la surface d'érosion messinienne. Lofi et al. (2003) proposent un modèle composé de 3 prismes majeurs correspondant au Pliocène Inférieur, Moyen et Supérieur/Quaternaire. Le prisme basal correspond à la partie distale du remplissage des rias puis à la progradation du prisme sur la plate-forme. Le prisme progradant attribué au Pliocène Moyen se développe principalement sur la plate-forme externe. Enfin, le prisme progradant du Pliocène Supérieur et Quaternaire, épais de plus de 1000 mètres constitue la plate-forme externe. L'ensemble des 3 prismes a une épaisseur maximale d'environ 2000 mètres au niveau du rebord de la plate-forme. Lofi et al. (2003) estiment à plus de 120 kilomètres la progradation de ces prismes sur la marge du Golfe du Lion. Des données de sismique Haute-Résolution ont permis d'établir un modèle de construction des dépôts quaternaires constituant la partie sommitale du dernier prisme progradant (figure 1.6).

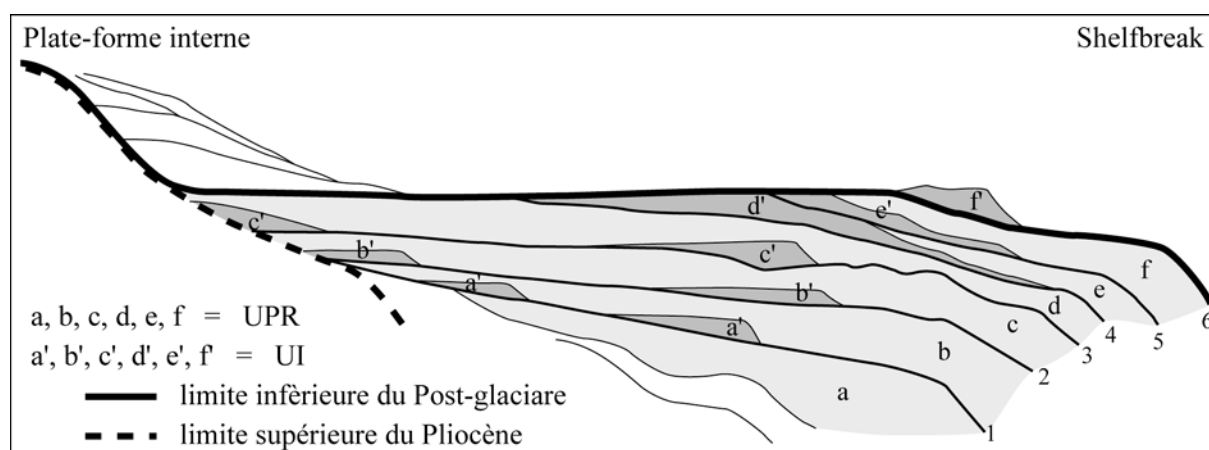


FIG. 1.6 – Géométrie des dépôts Quaternaire Moyen et Supérieur associés aux cycles glacio-eustatiques. Dans ce modèle stratigraphique, les UPRs correspondent aux prismes de bas niveau marin de chaque épisode glaciaire. Les UIs constituent les cortèges transgressifs associés aux montées du niveau marin au cours des périodes interglaciaires (d'après Tesson et al. 2000).

Ces dépôts sont constitués d'au maximum six Unités Progradantes d'extension Régionale appelées UPRs (Tesson et al., 1990; Tesson and Gensous, 1998; Tesson et al., 2000). Le toit de chaque prisme correspond à une surface d'érosion. Ces surfaces présentent localement des chenaux incisant le prisme sous-jacent. La base d'une UPR est caractérisée par le downlap de ses réflecteurs sur le toit de l'UPR sous-jacente. L'UPR sommitale est datée à 40 ka B.P. environ. Posamentier et al. (1992) interprètent les UPRs comme des prismes de bas niveau, se mettant en place pendant les chutes successives du niveau marin au cours des cycles glacio-eustatiques pléistocènes. La présence d'Unités Intercalées (UIs) entre les UPRs témoigne des phases de transgressions interglaciaires. Afin d'expliquer l'empilement des prismes de bas niveau et l'inclinaison croissante de leur surface sommitale vers le large, Tesson and Allen (1995) invoquent le basculement progressif de la plate-forme au cours du Quaternaire Moyen

à Terminal. Ces auteurs proposent un modèle de subsidence différentielle induite, entre autre, par la surcharge sédimentaire et hydrostatique. A terre, un système de terrasses pléistocènes, emboîtées ou étagées, se met en place aux niveaux des principaux fleuves du Roussillon et du Languedoc (Duvail et al., 2001; Alabouvette et al., 2003). Ces terrasses sont associées aux épisodes glaciaires successifs de cette période.

1.2.2 Le post-glaciaire

Les dépôts post-glaciaires de la marge du Golfe du Lion présentent d'importantes variations régionales. Ces variations latérales de l'architecture stratigraphique sont liées aux morphologies héritées et aux différences d'apports sédimentaires.

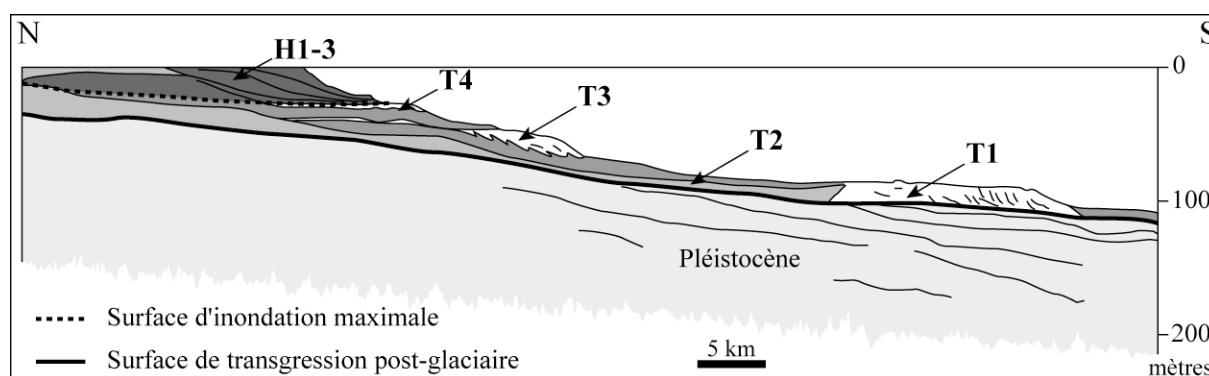


FIG. 1.7 – Architecture des dépôts post-glaciaires de la marge du Golfe du Lion au niveau de la plate-forme rhodanienne. D'après Gensous and Tesson (2003). La base de ces dépôts correspond à la surface de transgression Holocène.

Les premiers dépôts post-glaciaire, observés sur la plate-forme externe, correspondent à des sables datés à 18 ka B.P. (Tesson et al., 1998; Gensous and Tesson, 2003). Ces auteurs proposent l'hypothèse d'un paléo-rivage formé au cours des premiers stades de la transgression post-glaciaire. Berné et al. (1998) proposent plutôt que ces sables soient attribués à un stade directement antérieur à la remontée du niveau marin. Durant la transgression marine, les dépôts migrent sur la plate-forme moyenne puis interne. En face du Rhône (zone à fort apport sédimentaire), des études ont montré un ensemble d'unités rétrogradantes (Gensous and Tesson, 2003). Ces auteurs observent des unités inférieures (T1 à T4, figure 1.7) qu'ils interprètent comme des paraséquences transgressives déposées lors de phases de diminution du taux de transgression post-glaciaire. La base de l'ensemble de ces unités définit la surface de transgression post-glaciaire.

Les unités supérieures (H1 à H3) représentent les paraséquences progradantes du haut niveau marin à la fin de l'Holocène. Ces deux types d'unités sont séparés par la surface d'inondation maximale. Durant cette période, l'évolution du système sédimentaire du Rhône est principalement contrôlée par les variations glacio-eustatiques mais également par les apports sédimentaires. Pendant les décharges importantes de sédiments, il y a aggradation de la plaine d'inondation et développement des lobes deltaïques.

Les unités décrites précédemment sont observées sur la plate-forme. Nous allons maintenant voir quel est l'enregistrement sédimentaire de la transgression post-glaciaire et du haut niveau marin en zone littorale. Pour cela, je commencerai par caractériser les différentes zones littorales du Golfe du Lion.

1.3 Les littoraux du Golfe du Lion

1.3.1 Les caractéristiques morphologiques et sédimentaires

Le littoral du Golfe du Lion est de type microtidal. C'est-à-dire dominé par l'action de la houle. Les marées y sont très réduites puisqu'elles atteignent au maximum une trentaine de centimètres d'amplitude (S.H.O.M., 2003). Le littoral du Golfe du Lion est caractérisé par la présence de nombreux étangs délimités par des caps rocheux et séparés du domaine marin par un cordon littoral sableux étroit.

Le littoral du Golfe du Lion est principalement composé de plaines côtières dues à la présence de nombreux fleuves de taille très variable. Les zones littorales rocheuses sont rares et très localisées (Leucate, Cap d'Agde, etc.). Les principaux fleuves forment trois groupes (figure 1.8) : (1) la Têt, l'Agly et le Tech (Roussillon), (2) le système Hérault-Orb-Aude (Languedoc, entre Narbonne et Agde) et (3) le Rhône. Le Rhône, qui constitue un large delta dans la partie Nord du Golfe du Lion, contribue à la majeure partie des apports sédimentaires sur la marge (Pont et al., 2002; Certain, 2002). A partir de cette répartition des apports sédimentaires, on distingue des environnements dominés par la houle et par la dynamique fluviale. L'exemple le plus important est la zone du delta du Rhône. En contraste avec ces zones sous forte influence fluviale, on distingue des environnements principalement contrôlés par la houle, qui ne bénéficient pas ou peu d'apports détritiques directs (figure 1.8).



FIG. 1.8 – Carte du Golfe du lion et localisation de l’embouchure des principaux fleuves (flèches). La taille des flèches est proportionnelle à la charge solide annuelle transportée par les fleuves sur la marge du Golfe du Lion. Le Rhône contribue à plus de 94 % de la charge sédimentaire solide apportée sur la marge (Certain, 2002).

Par la suite nous nous intéresserons uniquement à ces zones côtières à faibles apports sédimentaires directs. Plus particulièrement, nous verrons qu’elle a été l’évolution des systèmes lagunaires au cours de la transgression post-glaciaire.

1.3.2 L’évolution Holocène des zones lagunaires

A la suite du dernier épisode glaciaire, la zone littorale actuelle est caractérisée par une surface d’érosion sub-aérienne présentant un réseau de drainage incisé. Cette surface correspond au toit du substratum des dépôts littoraux Holocènes, généralement d’âge Pléistocène (figure 1.9). Martin (1978) a montré que le remplissage sédimentaire de la lagune de Salses-Leucate (Roussillon) est constitué d’une couverture récente (post-6 000 ans B.P.) surmontant des dépôts d’âge Quaternaire moyen. Les études plus récentes (Barusseau et al., 1996; Tessier et al., 2000; Certain et al., 2004), par porspection sismique, ont permis de mieux caractériser ces 2 phases principales de remplissage et de définir l’évolution des principaux systèmes lagunaires (figure 1.9). Dans l’exemple du Roussillon, les dépôts Holocènes antérieurs au maximum transgressif de 6 000 ans B.P (Annexe C ; Chappell and Polach, 1991; Edwards et al., 1993; Bard

et al., 1996), sont soumis à une forte influence fluviale (Certain et al., 2004). Au maximum transgressif, le littoral est caractérisé par des caps rocheux et des baies à environnement marin. Au cours du stade de haut niveau marin, un cordon sableux se forme et délimite des environnements lagunaires (figure 1.9B). les dépôts du haut niveau marin correspondent aux systèmes lagunaires composés du remplissage fin des lagunes et du prisme littoral sableux. Depuis sa formation, le cordon littoral transgresse sur les dépôts lagunaires (figure 1.9A).

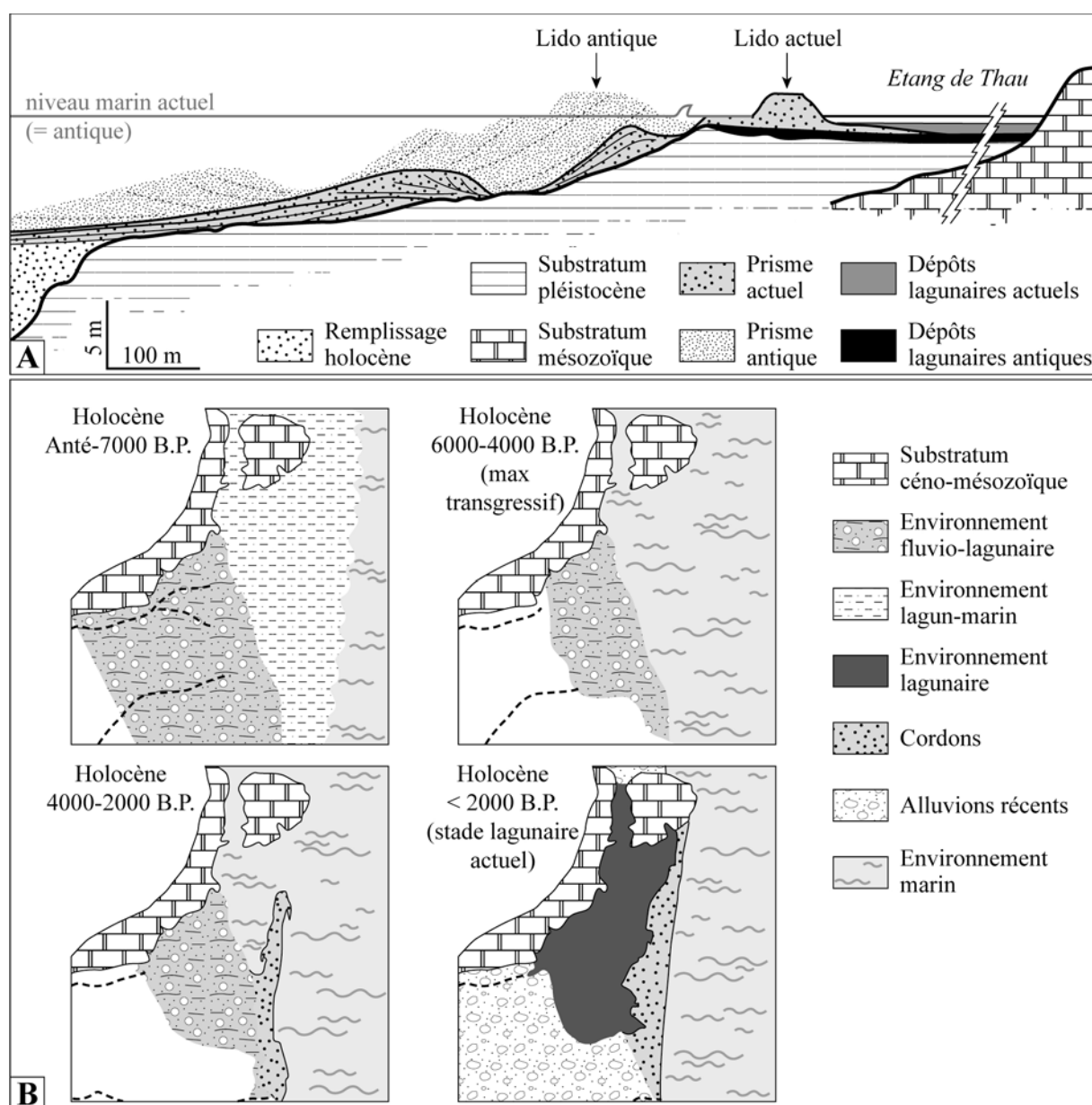


FIG. 1.9 – A. Coupe schématique du prisme littoral de Sète et son évolution depuis l'antiquité (d'après Tessier et al. (2000)). B. Modèle d'évolution de la lagune de Salses-Leucate depuis les derniers stades de la transgression post-glaciaire. Modifié d'après Certain et al. (2004).

Les dépôts lagunaires holocènes correspondent à des sédiments fins riches en matière organique. Ces boues présentent des bioclastes qui témoignent d'un environnement confiné, à fortes variations des paramètres physiques et chimiques de l'eau (température, salinité, etc.). L'étude de ces bioclastes (Sabatier et al., 2008) met en évidence l'enregistrement des événements catastrophiques tels que les tempêtes et les crues.

1.3.3 Le système littoral palavasien

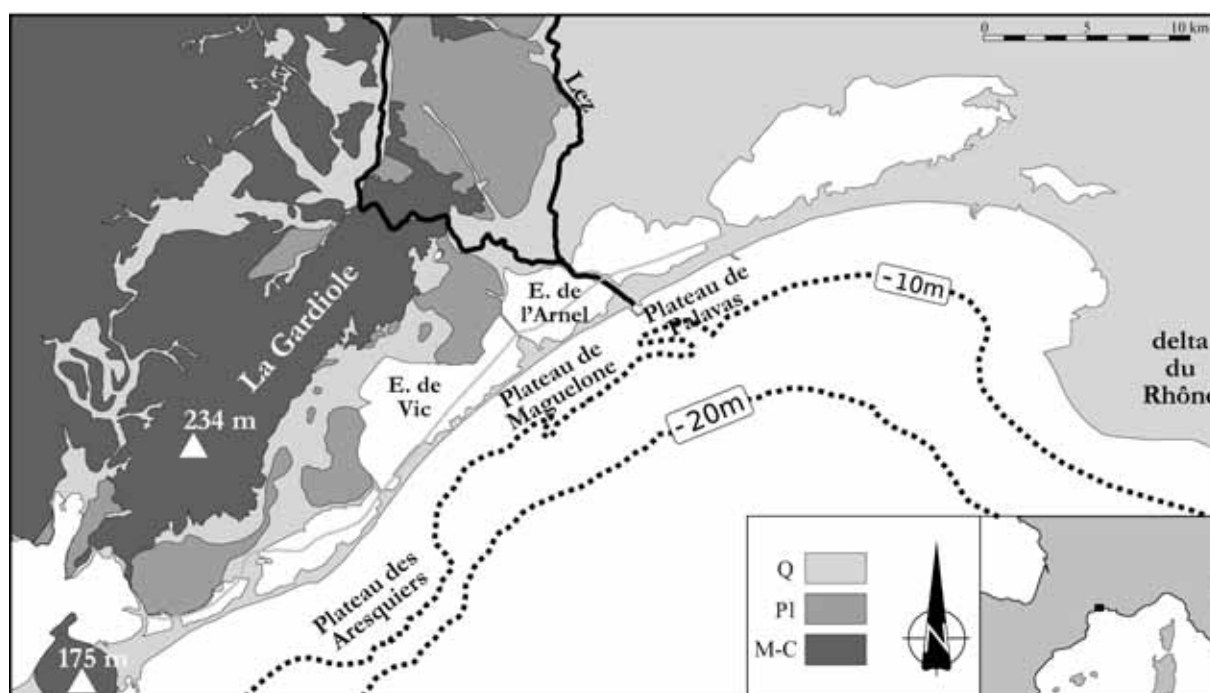


FIG. 1.10 – Carte géologique simplifiée de la zone du système palavasien et de l'extrémité Ouest du delta du Rhône. Modifiée d'après les cartes géologiques 1/25 000 du BRGM (feuille de Montpellier et Sète).

Le système littoral palavasien est un exemple typique de littoral à faibles apports sédimentaires directs. La figure 1.10 montre clairement les différences morphologiques et géologiques qu'il existe entre la zone du delta du Rhône et la zone du système palavasien. A l'Est, dans la zone qui correspond à l'extrémité Ouest du delta du Rhône, il n'y a pas de relief et la totalité des dépôts correspondent aux sédiments quaternaires qui constituent le delta. Par contre, à l'Ouest, la zone du système littoral palavasien est caractérisée par des reliefs côtiers importants (le massif de la Gardiole culmine à 234 m d'altitude) et une grande diversité géologique, dans la nature et l'âge des affleurements (du Jurassique à l'actuel). La diversité morphologique et géologique observée dans la zone du système littoral palavasien, atteste des faibles apports sédimentaires et de processus d'érosion intenses dans cette zone.

Nous verrons par la suite (Chapitre 4 et Chapitre 5), que le système littoral palavasien est une zone privilégiée pour l'étude de l'enregistrement sédimentaire, lié aux variations eustatiques, des zones côtières à faibles apports sédimentaires directs. Dans ces chapitres, nous discuterons du rôle et de l'importance des différents forçages au cours de la transgression post-glaciaire. Nous verrons en particulier l'importance de la morphologie héritée et du couple répartition des apports sédimentaires/hydrodynamique.

Chapitre 2

La dynamique côtière

Ce chapitre a pour but de définir les différents environnements littoraux et en particulier les environnements littoraux dominés par la houle (= littoraux microtidaux). Il constitue une synthèse bibliographique des morphologies et des facteurs de contrôle des systèmes littoraux microtidaux. Dans ce chapitre, je mets en avant 1) le rôle de l'eustatisme, des apports sédimentaires et de l'hydrodynamique côtière sur la morphologie littorale et 2) l'effet des vallées incisées sur l'enregistrement sédimentaire côtier.

2.1 définition du domaine littoral

La définition et les limites de la zone littorale, qui s'étend de part et d'autre de la transition continent-océan, dépendent du type d'étude qu'on y mène et de la discipline scientifique à laquelle on se rattache. Dans ce manuscrit, nous définirons le domaine littoral en fonction des processus qui jouent un rôle direct dans l'évolution morphodynamique des objets sédimentaires littoraux. Le domaine littoral de cette étude comprend une partie continentale, la plage, l'avant-côte et une partie de la plate-forme interne (figure 2.1). Ces travaux s'intéressant à des processus et des architectures littorales à l'échelle des cycles glacio-eustatiques Quaternaire, il est impératif d'avoir une vision "terre-mer" suffisamment étendue vers le large pour couvrir une partie des variations du niveau marin.

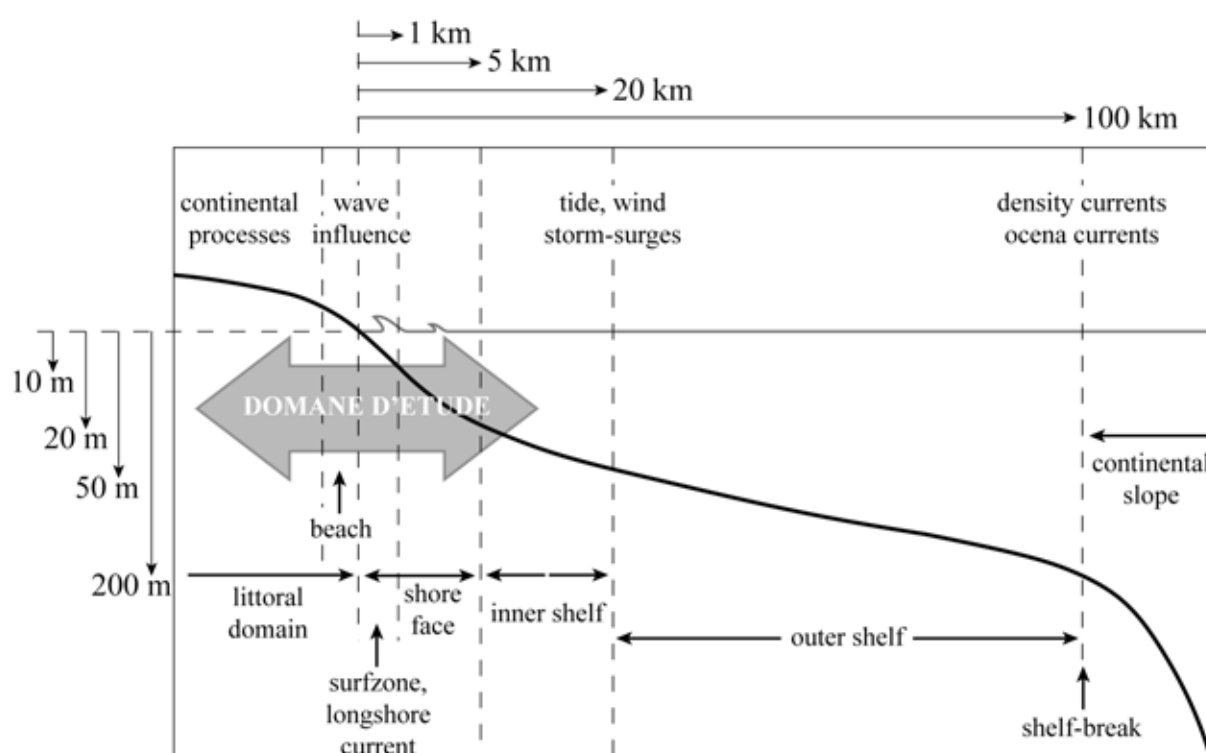


FIG. 2.1 – Représentation schématique de la zone côtière, de la plage au rebord de la plate-forme externe. Les différentes zones sont distinguées en fonction des processus hydrodynamiques et des forçages externes dominants. La double flèche grise correspond au domaine littoral tel qu'il est utilisé au cours de ces travaux. Modifiée d'après Dronkers (2005)

2.2 Généralités

Les classifications des environnements littoraux définissent les caractéristiques morphologiques en fonction des processus externes de contrôle. Dalrymple et al. (1992) distinguent trois processus principaux : la houle, la marée et la dynamique fluviale. Ces auteurs proposent une classification représentée

par un diagramme ternaire (figure 2.2) dans lequel ils identifient la morphologie littorale en fonction de l'importance relative de ces trois processus. Cette classification des littoraux selon trois pôles donne une vision simplifiée des facteurs de contrôle. En effet, les interactions et les rétro-actions entre l'action de la houle, de la marée et de la dynamique fluviale, sur lesquelles se rajoutent d'autres facteurs externes et internes (vent, tectonique, variation du niveau marin,...), conduisent à une très grande diversité et complexité des systèmes littoraux.

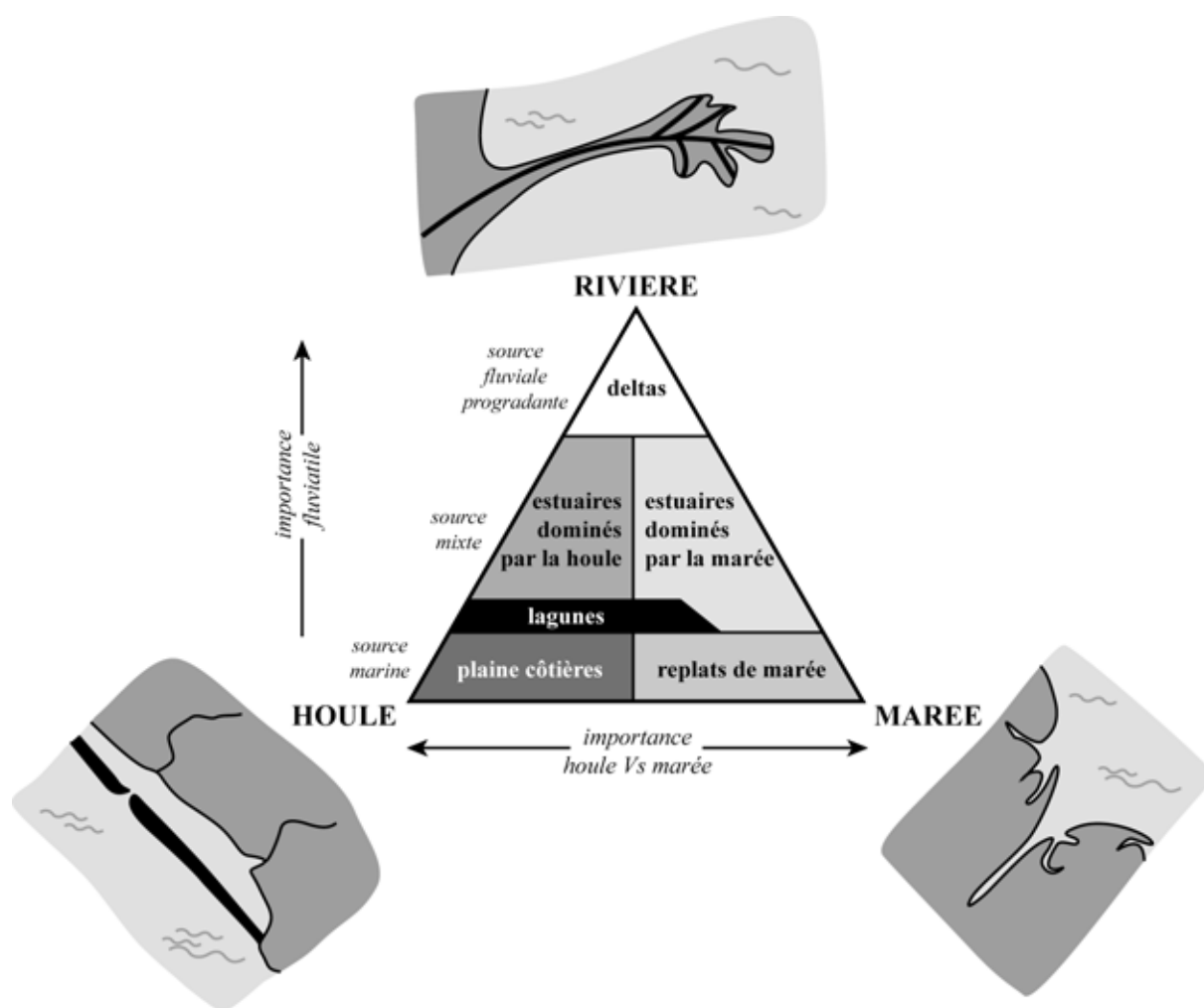


FIG. 2.2 – Classification morphologique des différents types de littoraux. Modifiée d'après Dalrymple et al. (1992) et Dronkers (2005). Cette classification définit la morphologie générale d'un littoral en fonction de l'importance relative de l'action de la houle, de la marée et de la dynamique fluviale.

Des ouvrages généraux, tel que celui de Carter and Woodroffe (1994), traitant des caractéristiques morphologiques et morphodynamiques des différents types de côtes, montrent qu'il existe de très nombreuses morphologies côtières. Ces morphologies sont fonction à la fois des facteurs dynamiques actuels et d'un héritage géologique (morphologie, eustatisme, etc.). La grande variabilité des réponses d'une zone côtière dépend de l'échelle de temps et d'espace, des structures géologiques héritées, de la tectonique, du type de sédiment et de sa quantité, de la position du niveau marin, de la marée, de la houle

et des courants. Du fait de la diversité des processus qui contrôlent l'évolution d'une côte, celui-ci est caractérisé par des réponses morphodynamiques à différentes échelles de temps superposées (figure 2.3). La zone côtière constitue un système très complexe dans lequel les processus et leurs réponses morphodynamiques interagissent et ont des rétro-actions les uns sur les autres.

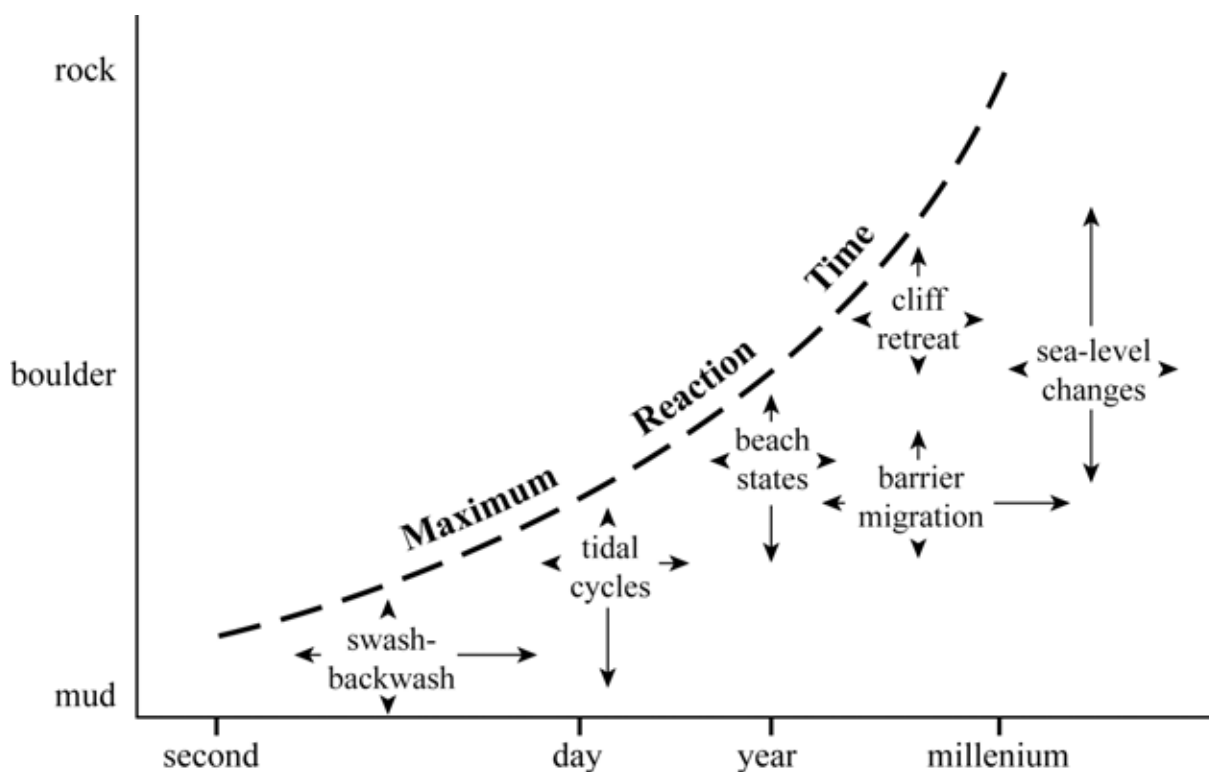


FIG. 2.3 – Echelle de temps des réponses morphodynamiques côtières, contrôlées par des processus géologiques (tectonique, morphologie, sédiment, etc.) et hydrodynamiques (houle, marée, etc.). D'après Carter and Woodroffe (1994)

Mes travaux portant sur l'étude d'une zone littorale du Golfe du Lion, en Mer Méditerranée, la suite de ce chapitre ne traite que des caractéristiques et de l'évolution morphodynamique des littoraux dominés par la houle (= littoraux microtidaux). Plus particulièrement, ils s'intéressent aux littoraux à apports silico-clastiques, pour lesquels, la quantité des apports sédimentaires joue un rôle déterminant sur la dynamique et l'architecture sédimentaire.

2.3 Les littoraux dominés par la houle

2.3.1 caractéristiques morphologiques et facteurs de contrôle

Les littoraux dominés par la houle sont caractérisés par l'accumulation de matériels détritiques sableux et conglomératiques fortement remaniés. Les mécanismes principaux de transport de sédiments

dans l'avant-côte et la plage sont l'action de la houle et les courants induits par la houle.

Un élément morphologique de base qui caractérise les environnements littoraux microtidaux est le cordon littoral sableux (figure 2.2 ; Roy et al., 1994). La morphologie long terme de la côte et du cordon littoral sableux dépend (1) du gradient de pente du substrat, (2) de l'énergie de la houle par rapport à la marée, (3) du rapport entre les apports sédimentaires et le volume d'accommodation (Thorne and Swift, 1991), et (4) du taux de variation du niveau marin.

Parmi les littoraux microtidaux, Thorne and Swift (1991) distinguent deux grands groupes de morphologie côtière, en fonction de la quantité d'apport sédimentaire (figure 2.4). Premièrement, ils définissent les côtes dominées par les apports sédimentaires (= "sediment-supply dominated coast"). La caractéristique principale de ces côtes est la présence d'environnements deltaïques aux embouchures des fleuves. Deuxièmement, les côtes dominées par l'accommodation (= "accommodation-dominated coast"). Ces systèmes côtiers en déficit sédimentaire sont caractérisés par un substrat géologique de topographie irrégulière qui se traduit par la présence d'affleurements rocheux sous-marins (haut-fonds, plateaux rocheux,...) ou émergés (îles, cap rocheux,...). Dans le cas de ces littoraux, le peu de matériel sédimentaire forme des plages de fond de baie et des flèches sableuses, accrochées sur les caps rocheux, individualisant des systèmes lagunaires.

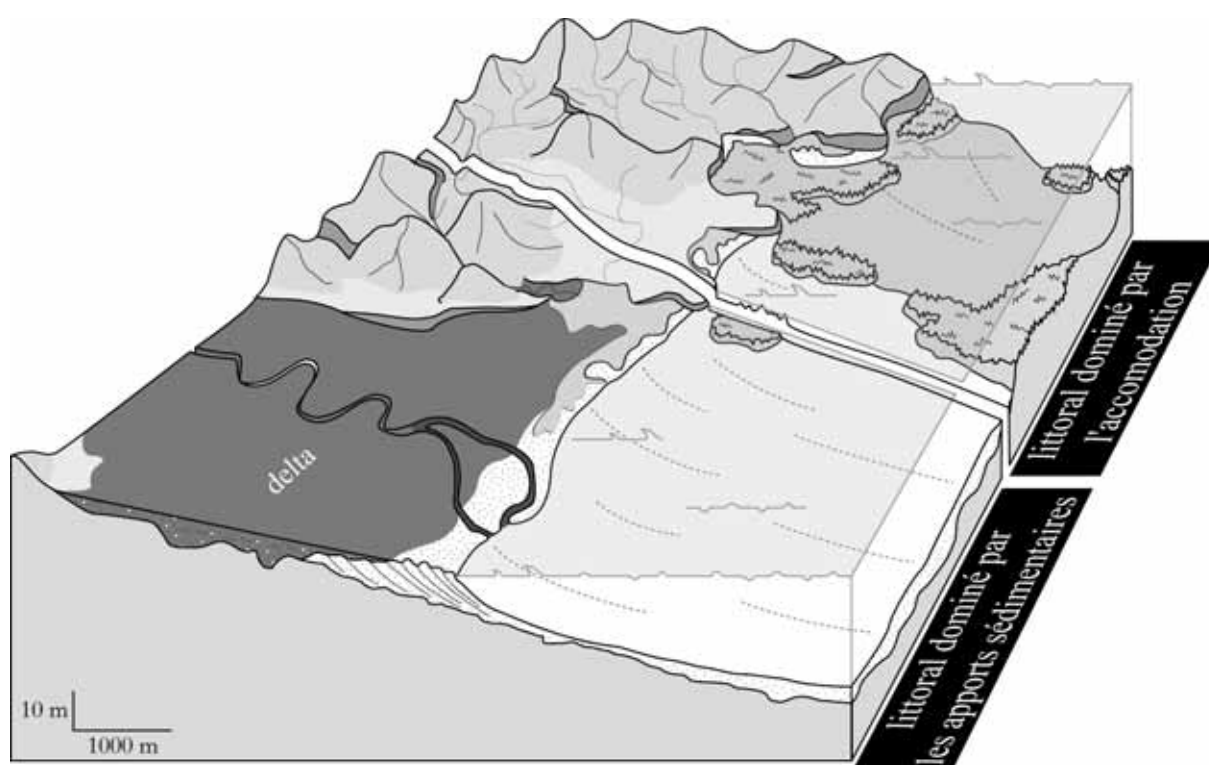


FIG. 2.4 – Les environnements littoraux microtidaux à forts apports sédimentaires directs (littoraux dominés par les apports sédimentaires) et en déficit sédimentaire (littoraux dominés par l'accommodation).

En plus de la quantité des apports sédimentaires, il est important de considérer la proportion relative des différentes sources (apports détritiques directs, apports latéraux, remaniement) (figure 2.5). La compétition entre ces différents apports sédimentaires joue un rôle déterminant sur l'évolution en trois dimensions d'un système littoral et sur l'enregistrement sédimentaire (Kraft et al., 1987).

Dans le cas d'un littoral à faible gradient du substrat et à faible apport sédimentaire, la houle et les courants qu'elle induit jouent un rôle particulièrement important sur la construction littorale. En effet, leur action permet les transports latéraux et les remaniements de matériel (érosion du substrat rocheux, cordon sableux,...) qui conditionnent l'évolution morphodynamique (figure 2.5).

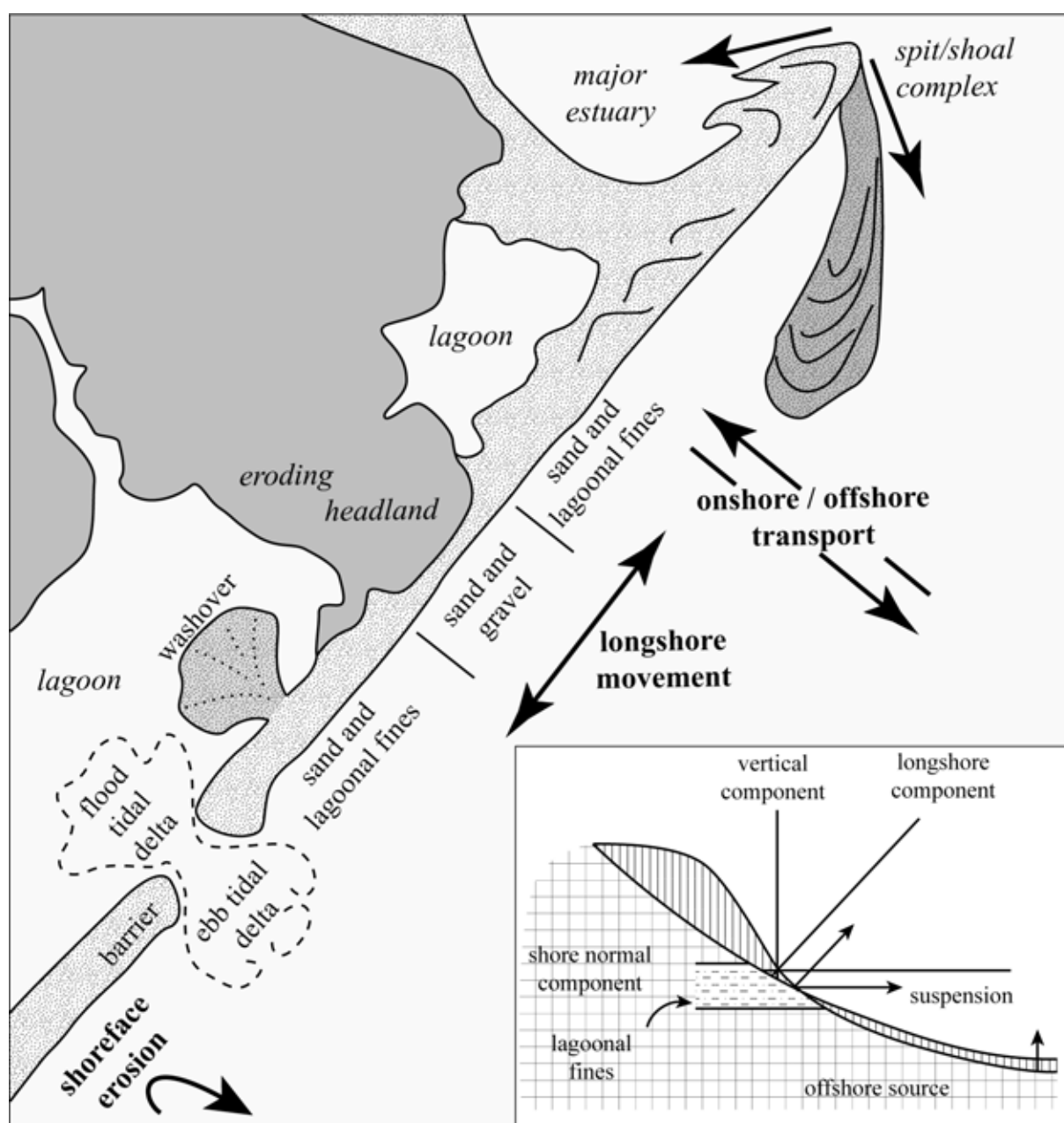


FIG. 2.5 – Modèle morphologique et processus 3D d'un système littoral dominé par la houle d'après (Kraft et al., 1987). Au cours de variations du niveau marin, l'hydrodynamique contrôlée par la houle, et les différentes compo-

santes d'apports sédimentaires (transport longshore, transport cross-shore, érosion,...) conditionnent l'évolution morphologique 3D.

2.3.2 Les systèmes littoraux transgressifs

2.3.2.1 architectures et facteurs de contrôle

Dans un article de synthèse, Cattaneo and Steel (2003) définissent l'évolution d'un littoral en transgression en fonction du taux d'élévation du niveau marin et du taux de sédimentation (figure 2.6A). De manière générale, un faible taux de sédimentation se traduit au cours d'une transgression marine par une érosion du système littoral. De plus, à taux de sédimentation constant, la vitesse d'élévation du niveau marin détermine la répartition des dépôts transgressifs (dépôts continus ou discontinus).

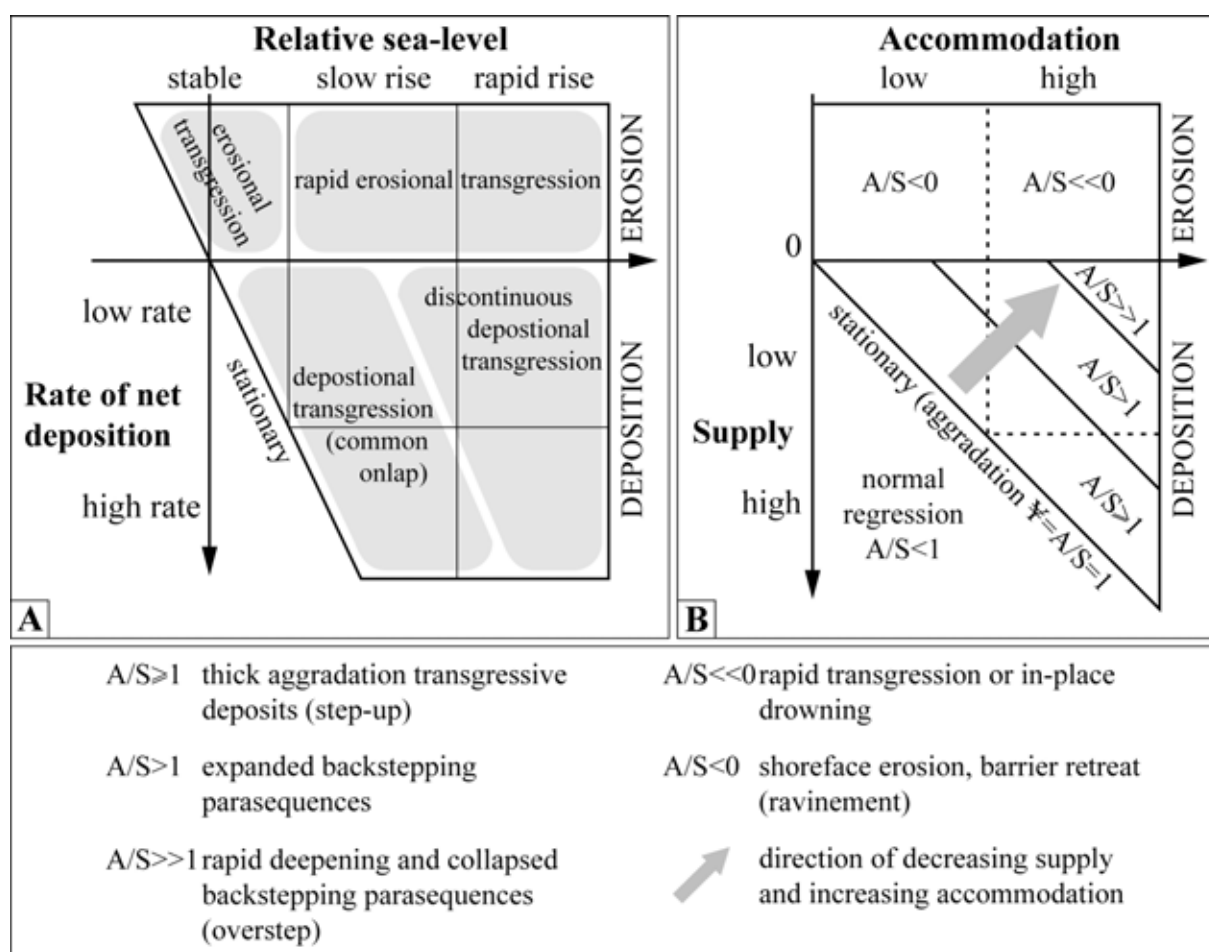


FIG. 2.6 – Les dépôts synchrones d'une montée du niveau marin d'après Cattaneo and Steel (2003). A. Types de dépôts en fonction du taux de sédimentation et du taux de montée du niveau marin. B. Diagramme du régime de dépôt (paramètre Ψ) selon Thorne and Swift (1991). Ce diagramme définit l'architecture des dépôts en fonction de

l'accommodation et des apports sédimentaires.

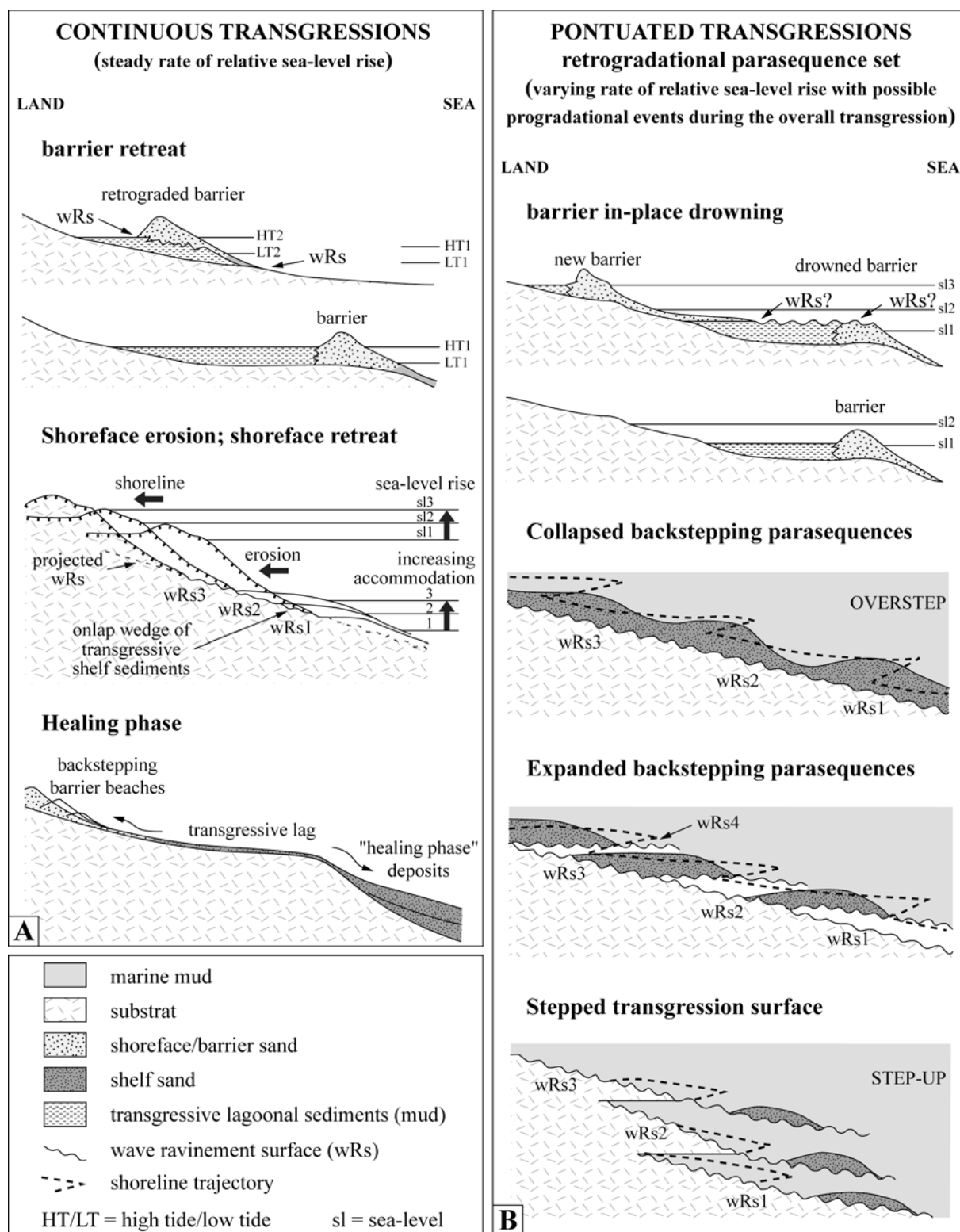


FIG. 2.7 – Synthèse de différentes architectures de dépôts formées au cours d'une phase d'élévation du niveau marin continue (A) et discontinue (B). Modifiée d'après Cattaneo and Steel (2003). Ces différents cas sont fonction du gradient de pente du substrat, de la quantité d'apports sédimentaires et du taux d'élévation du niveau marin.

La détermination du type de dépôts transgressifs et de leur architecture peut être affinée en comparant le taux d'accommodation et le taux d'apport sédimentaire. Le rapport entre ces deux variables correspond au paramètre Υ de régime de dépôt de Swift (Thorne and Swift, 1991). La figure 2.6B présente le type de dépôts transgressifs en fonction du paramètre Υ . Lorsque Υ est négatif, la transgression marine se traduit essentiellement par l'érosion du littoral. Si Υ est égale à 1, le système littoral est à l'équilibre. Les dépôts sont en aggradation pure et la ligne de rivage décrit une trajectoire verticale. Si Υ est inférieur à 1 (taux d'apports sédimentaires supérieur au taux d'accommodation), le système littoral est en régression pendant la montée du niveau marin. Les dépôts présentent alors une progradation vers le large. Enfin, plus Υ est grand par rapport à 1, plus les dépôts synchrones de l'élévation du niveau marin sont transgressifs.

A partir des cas théoriques de régimes de dépôts, on peut décrire des architectures sédimentaires particulières. Cattaneo and Steel (2003) en donnent quelques exemples et distinguent deux groupes principaux de systèmes littoraux transgressifs (figure 2.7). (1) Ceux qui se forment pendant une transgression continue (remontée du niveau marin à taux constant) et (2) ceux résultant d'une transgression discontinue. Dans ces deux cas, la morphologie héritée et le taux d'apports sédimentaires induisent des architectures différentes.

2.3.2.2 les cordons sableux transgressifs

Parmi les types de dépôts transgressifs de la figure 2.7, on voit qu'il existe différentes évolutions d'un cordon sableux. Dans le cas d'une transgression continue, la barrière sableuse qui isole un environnement lagunaire, subit une rétrogradation continue. Le cordon sableux transgresse sur les dépôts lagunaires (surface d'érosion). Le shore-face est alors caractérisé par une surface de ravinement par les vagues (wRs= wave razor base) créée en continue au cours de la transgression marine, qui met à l'affleurement le substrat rocheux. A partir du même état initial (système lagune-barrière sableuse), une élévation discontinue du niveau marin a pour effet l'ennoyage ("in-place drowning") du cordon littoral et la création d'un nouveau système lagune-barrière en amont, au niveau de la nouvelle ligne de rivage (Storms et al., 2008).

L'évolution du cordon littoral, au cours d'une phase d'élévation du niveau marin, est fortement contrôlée par le taux d'élévation du niveau marin, comme on vient de le voir (Cattaneo and Steel, 2003), mais également par la morphologie héritée et du budget sédimentaire du cordon lui-même (Roy et al., 1994; Storms et al., 2008). La variation de ces facteurs conduit à différents types de migrations vers le continent (figure 2.8).

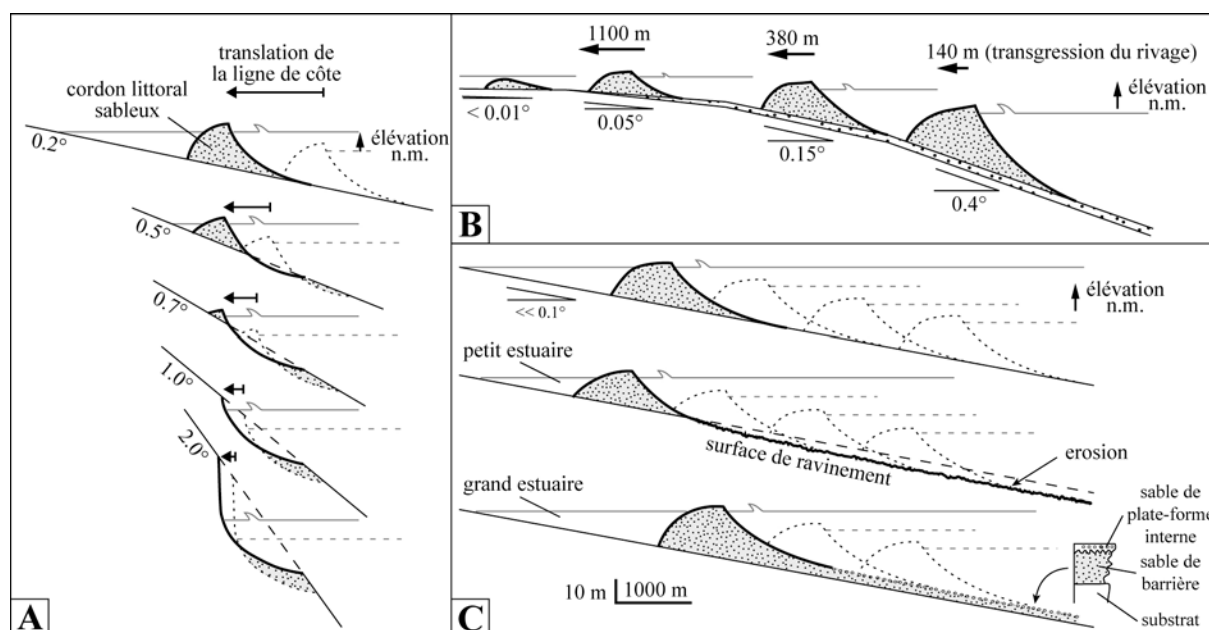


FIG. 2.8 – Evolution d'un cordon transgressif au cours d'une élévation du niveau marin (Roy et al., 1994). A. Effet de la pente du substrat sur le type de dépôt (le volume érodé et déposé est égal pour chaque illustration). B. Effet de la pente du substrat sur les dimensions du cordon sableux transgressif. C. Effet de la variation du budget sédimentaire de l'avant-côte sur le cordon sableux.

2.3.3 Les vallées incisées

Les vallées incisées se forment généralement au cours de la chute du niveau de base d'un fleuve, associée à la baisse du niveau marin relatif. D'autres mécanismes, comme la variation de débit du fleuve ou les variations climatiques, peuvent provoquer le creusement de vallées incisées ((Dalrymple et al., 1994)). Dans les cas de chute du niveau de base, le remplissage des vallées incisées commence lors de la remontée de ce niveau de base (Zaitlin et al., 1994). Par la suite, nous nous intéresserons uniquement aux vallées incisées situées en zone côtière, sur la partie émergée de la plate-forme continentale. Ces vallées incisées constituent un élément morphologique hérité très important dans l'étude des systèmes sédimentaires transgressifs (Ashley and Sheridan, 1994).

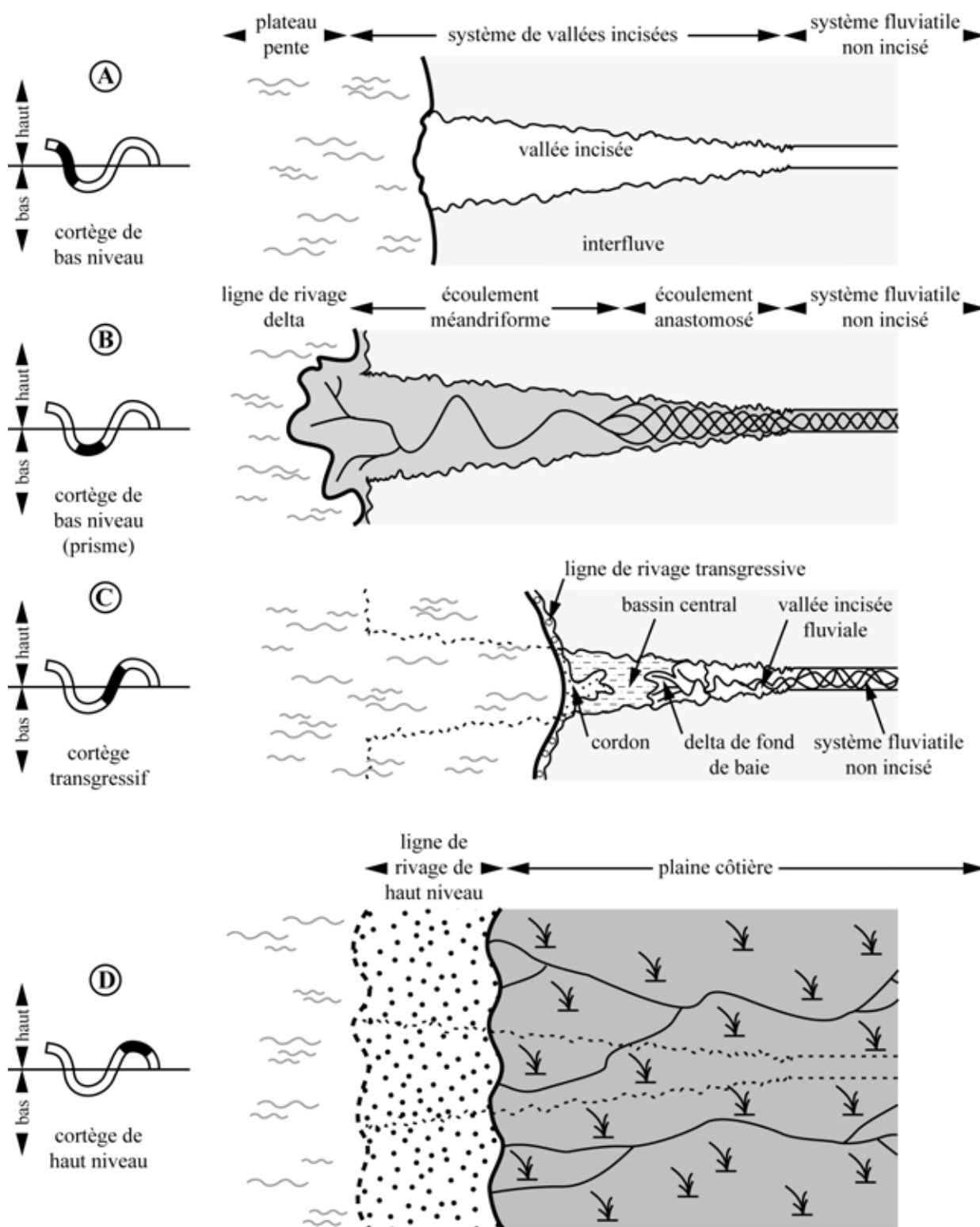


FIG. 2.9 – Modèle de formation et d'évolution d'une vallée incisée au cours d'un cycle de variations du niveau marin (Zaitlin et al., 1994).

Malgré la complexité de ces systèmes, Zaitlin et al. (1994) ont proposé un modèle synthétique de la morphologie et du remplissage des vallées incisées en domaine côtier dominé par la houle (figure 2.9). Au cours d'une chute du niveau marin (figure 2.9A), un fleuve creuse une vallée incisée. Elle est

constituée d'une surface d'érosion correspondant à une limite de séquence. La vallée incisée s'étend longitudinalement jusqu'aux lignes de rivages successives et atteint sa longueur maximale en période de bas niveau marin (figure 2.9B). Le cortège de bas niveau se met en place au front de la vallée. Ce cortège est associé avec des dépôts fluviaux (figure 2.10). La remontée du niveau marin est accompagnée par le remplissage de la vallée incisée. La transgression marine provoque la rétrogradation de dépôts de type estuarien (figure 2.9C), séparés du cortège de bas niveau par la surface de transgression (figure 2.10). Ce cortège transgressif est constitué de dépôts fluviaux en amont et de dépôts de delta de fond de baie. L'action de la houle peut générer un système de barrière/lagune. La barrière sableuse transgresse et marque la surface de ravinement par les vagues (figure 2.10, Cattaneo and Steel, 2003). L'architecture du remplissage est plus ou moins complexe en fonction de la remontée du niveau marin qui peut être continue ou discontinue, à taux constant ou variable (Thomas and Anderson, 1994). Le sommet du cortège transgressif correspond à la surface d'inondation maximale. Enfin, pendant le haut niveau marin, le cortège de haut niveau se met en place et la ligne de rivage peut à nouveau prograder (figure 2.9D). En amont, une plaine côtière peut se former.

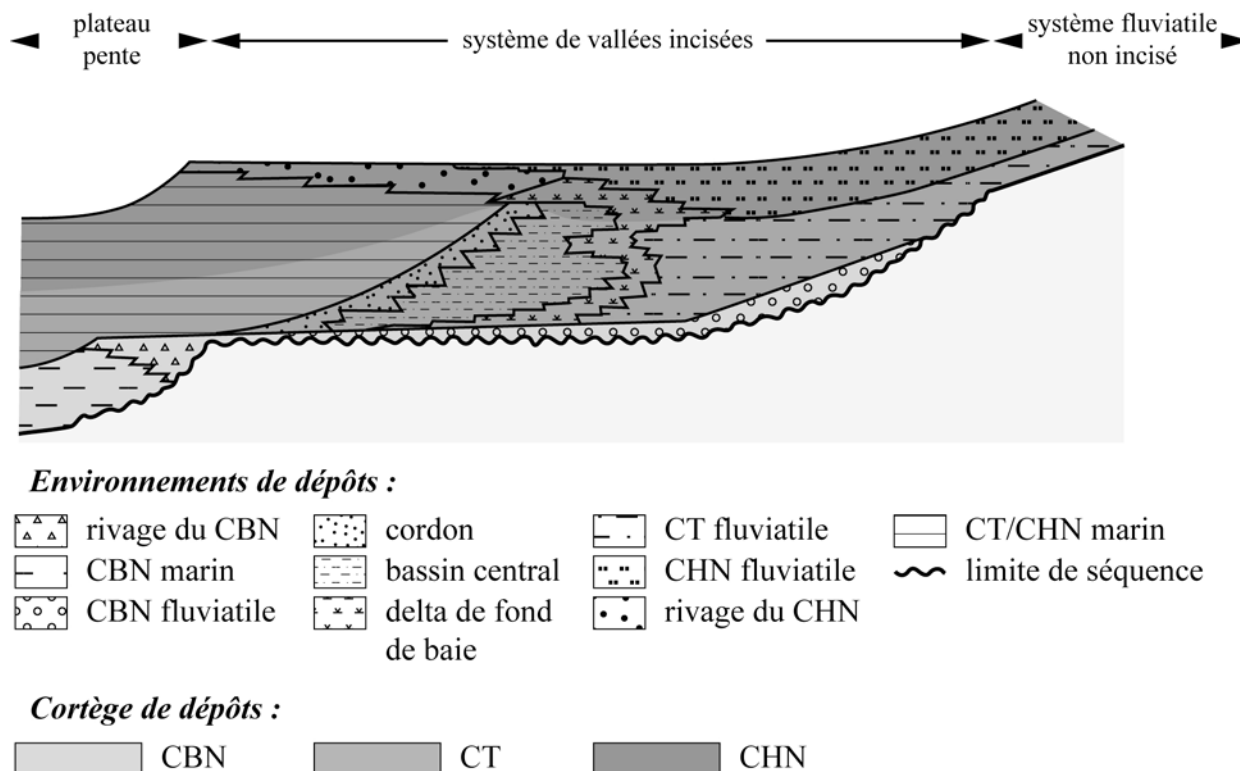


FIG. 2.10 – Modèle théorique de l'architecture stratigraphique et des cortèges de dépôts d'une vallée incisée au cours d'un cycle de variations du niveau marin. Modifiée d'après Zaitlin et al. (1994). CBN : Cortège de Bas Niveau, CT : Cortège Transgressif, CHN : Cortège de Haut Niveau.

Nous venons de voir les principaux résultats et concepts de stratigraphie et d'architecture sédimentaire littorale. Les chapitres qui suivent (Chapitres 4, 5 et 6), constituent un exemple complexe d'un environnement littoral à faibles apports détritiques et apportent des précisions sur les cortèges sédimentaires et les relations entre les différents facteurs de contrôle de ces environnements littoraux particuliers.

Chapitre 3

Méthologies et données acquises

Ce chapitre présente les données et leur cadre d'acquisition. Pour une bonne compréhension des interprétations, je présente également les techniques utilisées pour leur acquisition et les méthodes de traitement des données.

3.1 Sismique réflexion très haute résolution (THR)

3.1.1 Système d'acquisition

Les données de sismique réflexion THR ont été acquises au cours de plusieurs campagnes de prospection sur le littoral languedocien entre 2003 et 2007. Dans le cadre des campagnes CALAMAR (Coastal And Lagoonal Measurement for Academic Research), axées sur les mesures hydrodynamiques, géophysiques et sédimentologiques sur la plage immergée, le lido sableux émergé et la lagune, nous avons mis en oeuvre deux types d'appareillages adaptés aux très petits fond : le boomer IKB Seistec et l'écho sondeur INNOMAR SES-2000 Standard. Ces outils ont été embarqués à bord du *Progelac*, un bateau de 7 mètres de long et de moins de 30 centimètres de tirant d'eau. Ce bateau a été spécialement conçu pour le laboratoire *Géosciences Montpellier* et la plate-forme GLADYS, dans le but des prospections géophysiques en avant côte et en lagunes. Ces données ont été complétées par une campagne d'acquisition sismique du projet BEACHMED-e, menée par la compagnie de prospection géophysique IXSURVEY. Le positionnement des profils est assuré par un DGPS couplé à l'appareillage d'acquisition sismique. Les fichiers de sismique THR ont été convertis dans le format SEG-Y et analysés à l'aide du script *SIS-MIC* développé pour cette étude (www.gladys-littoral.org), sur la base des outils de Seismic Unix (Cohen and Stockwell, 2001) et de GMT (Generic Mapping Tools, Akima (1979); Wessel and Smith (1998)).

3.1.1.1 Le Boomer IKB Seistec

Le boomer de type IKB Seistec nous a été prêté par Bernadette Tessier du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (Université de Caen).

L'IKB Seistec, développé au Canada en 1987 (Simpkin and Davis, 1993), correspond à un catamaran de 2,50 mètres de long sur lequel se trouve l'émetteur et le récepteur (figure 3.1, environ 0,70 mètre entre les deux systèmes). Cette configuration et le faible tirant d'eau (environ 60 centimètres) en font un outil particulièrement adapté aux environnements peu profonds. L'IKB Seistec est un système de très haute résolution (résolution verticale de 25 centimètres) qui utilise une source électromécanique. L'émission de l'onde acoustique est provoquée par la déformation d'une plaque par décharge électrique de haute tension (4 000 V). Les fréquences d'émission utilisables vont de 1 à 10 kHz. Ce système permet une pénétration d'environ 20 mètres dans les sables et de 80 mètres dans les argiles.

L'acquisition des données sismiques est faite par le logiciel Delph 2.3 qui permet d'appliquer un pré-traitement au signal reçu par l'utilisation de nombreux filtres.

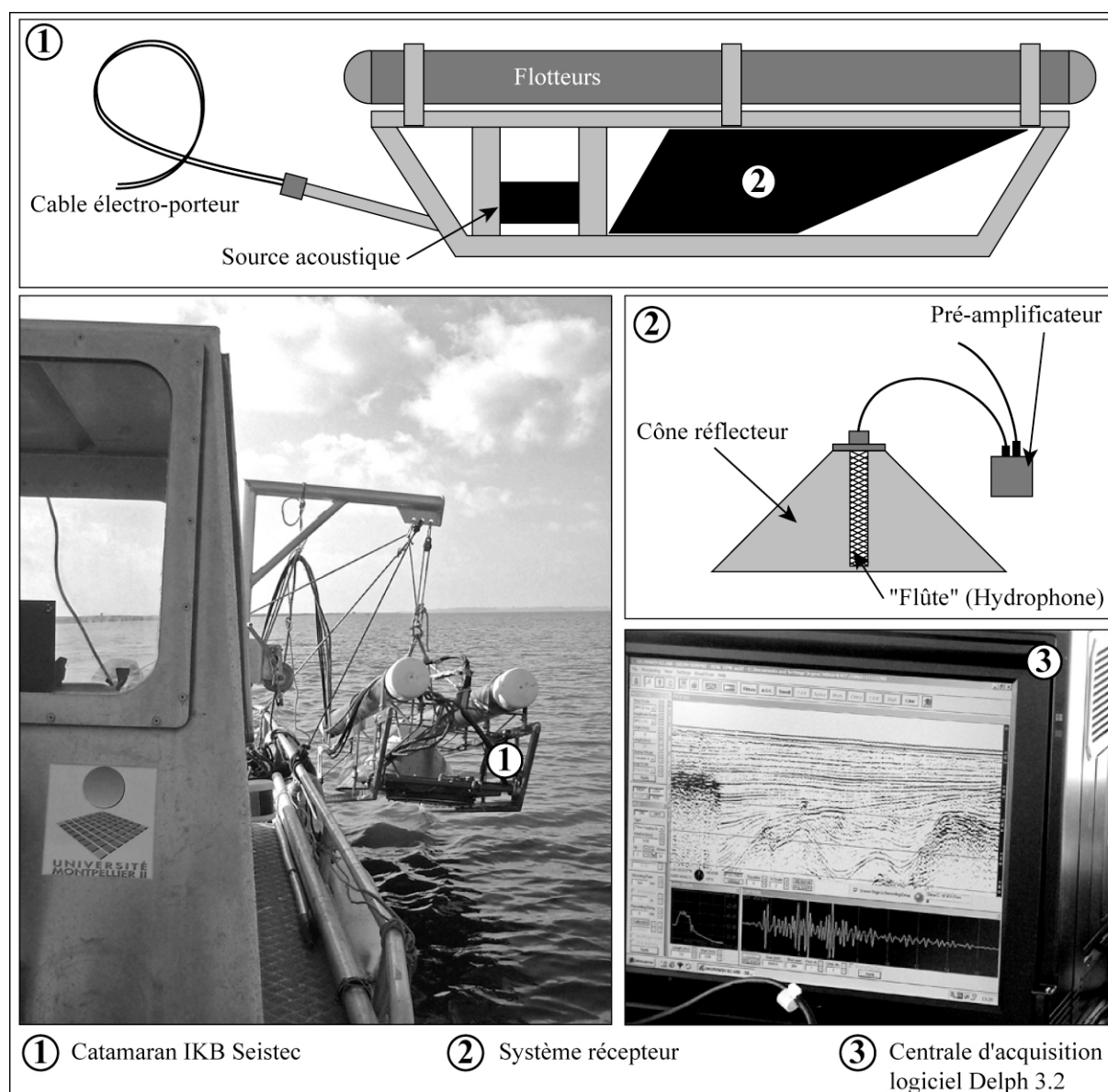


FIG. 3.1 – Le boomer IKB Seistec. Le regroupement de la source acoustique et des hydrophones récepteurs sur le même catamaran font de cet appareillage un outil particulièrement adapté à la prospection en faible bathymétrie.

3.1.1.2 L'écho sondeur INNOMAR SES-2000 Standard

Cet écho sondeur fait partie de la plate-forme technologique régionale de mutualisation du matériel GLADYS, montée par les laboratoires *IMAGE* (Université de Perpignan) et *Géosciences Montpellier*. L'INNOMAR SES-2000 Standard est un appareil de prospection sismique à très haute résolution (résolution verticale théorique maximale de 5 centimètres) ultra-compact. L'émetteur et le récepteur se trouvent dans un boîtier de 40 centimètres sur 15, déployé sur un mât vertical fixé au pont du bateau (figure 3.2). Ce type de dispositif est particulièrement utile dans les zones à faible bathymétrie et à espace de manoeuvre réduit. Les fréquences d'émission du signal vont de 5 à 15 kHz.

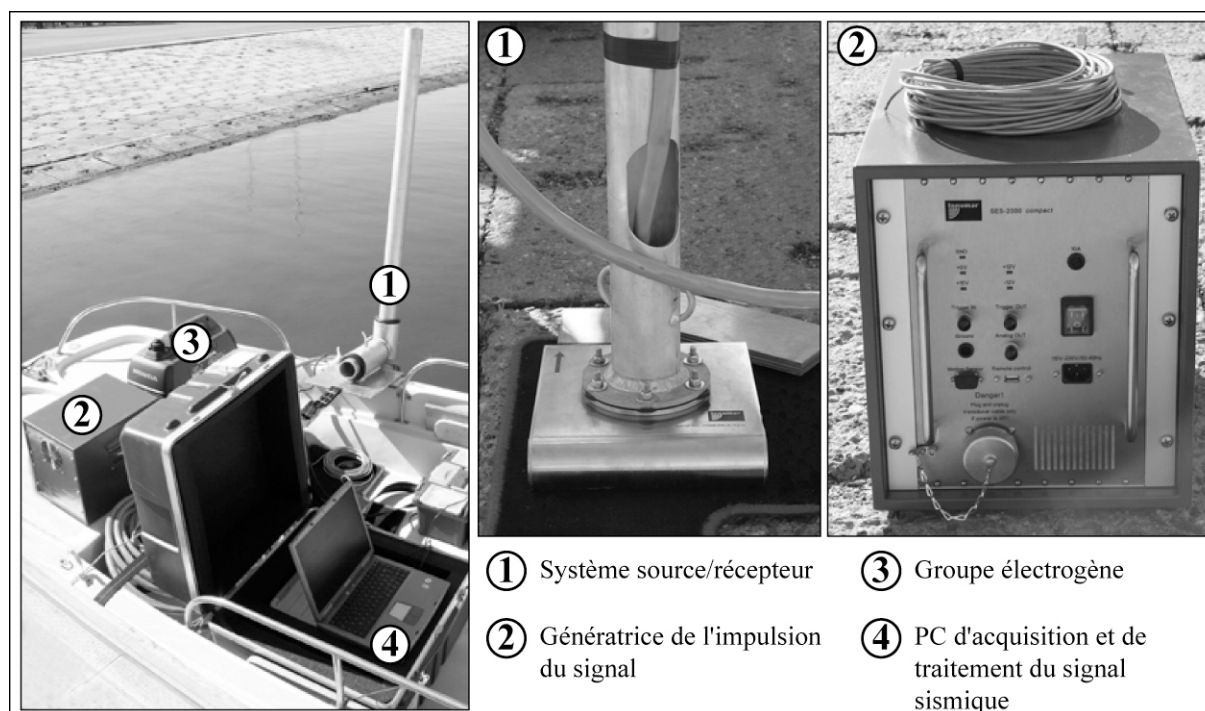


FIG. 3.2 – Photographies de l'ensemble de l'appareillage de l'INNOMAR SES-2000 standard. Le système source/récepteur (1) est fixé sur le côté du bateau sur un mât dont la profondeur est réglable.

3.1.1.3 La prospection "IXSURVEY"

Dans le cadre du programme INTERREGIIC BEACHMED-e (sous-projet GESA), l'entreprise IX-SURVEY a effectué une campagne d'acquisition de données sismiques sur le littoral financée par le Conseil Général de l'Hérault. Le but de cette campagne coordonnée par l'Université de Perpignan, est de réaliser une carte du stock sableux de l'embouchure de l'Hérault jusqu'à la Grande-Motte et d'obtenir la profondeur du substrat sous les sédiments meubles.

L'acquisition sismique a été réalisée avec le boomer Applied Acoustics 1500J Surface Tow Boomer Catamaran (62 centimètres de long sur 31 de haut). Le signal est reçu par une "flûte" d'hydrophones tractée, parallèle au catamaran. La digitalisation des données a été réalisée avec le Coda DA200 Digital Recording System.

3.1.2 L'interprétation des données sismiques

La détermination de l'organisation stratigraphique et chronologique d'unités sismiques commence par la reconnaissance de critères géométriques. Sur un profil sismique, les principales hétérogénéités des formations géologiques du sous-sol apparaissent sous forme de réflecteurs. L'étude géométrique des terminaisons des réflecteurs met en évidence des discontinuités (figure 3.3). Le type de terminaisons des réflecteurs internes (troncature d'érosion, onlap, toplap et downlap) donne des informations chro-

nologiques et géométriques entre les différentes unités sismiques observées et caractérise leurs limites (base et sommet). Ces limites correspondent à des surfaces de discordance (*unconformity* en anglais). Les discordances peuvent représenter des changements environnementaux, de la nature des dépôts ou de dynamique sédimentaire (érosion, by-pass, dépôt). L'étude des unités sismiques est complétée par l'organisation interne des réflecteurs appelée faciès sismique (Mitchum and Vail, 1977). On définit un faciès sismique en fonction de la relation entre les réflecteurs d'une même unité (plan, oblique, parallèle, divergent, chaotique, etc.), de leur extension latérale (discontinu, etc.) et de l'amplitude du signal (de forte amplitude de réflexion à transparence du signal).

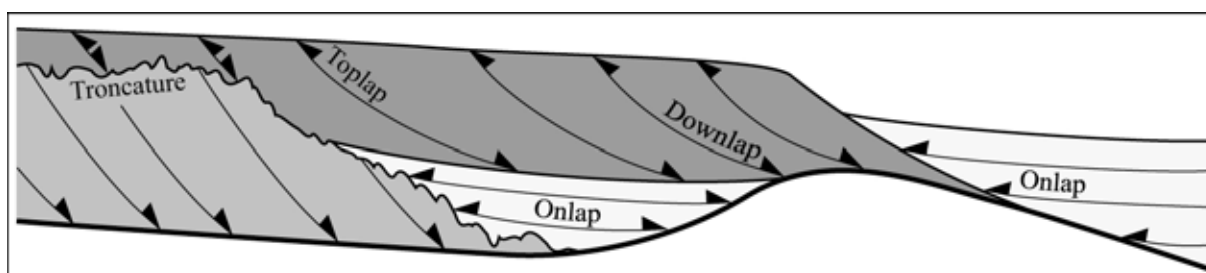


FIG. 3.3 – Terminaisons de réflecteurs utilisées dans l'interprétation des profils de sismique réflexion. Modifiée d'après Mitchum and Vail (1977).

L'étude d'une unité sismique conduit à déterminer son architecture. On peut alors caractériser le mode général de dépôt des sédiments qui composent une unité. On définit ainsi trois types de dépôts (figure 3.4). La rétrogradation correspond à la migration des dépôts vers le continent. Ce type d'architecture se traduit, du point de vue des faciès sédimentaires, par un approfondissement des environnements de dépôts ou par l'apparition de faciès de plus en plus distaux. L'aggradation définit le dépôt de sédiments dans lequel la composante verticale est dominante. Ainsi, dans une colonne verticale de sédiments, on n'observe aucune variation d'environnement de dépôts. Enfin, la progradation correspond à la migration des dépôts vers l'océan. D'un point de vue sédimentaire, les environnements de dépôts deviennent de plus en plus proximaux (diminution globale de la bathymétrie).

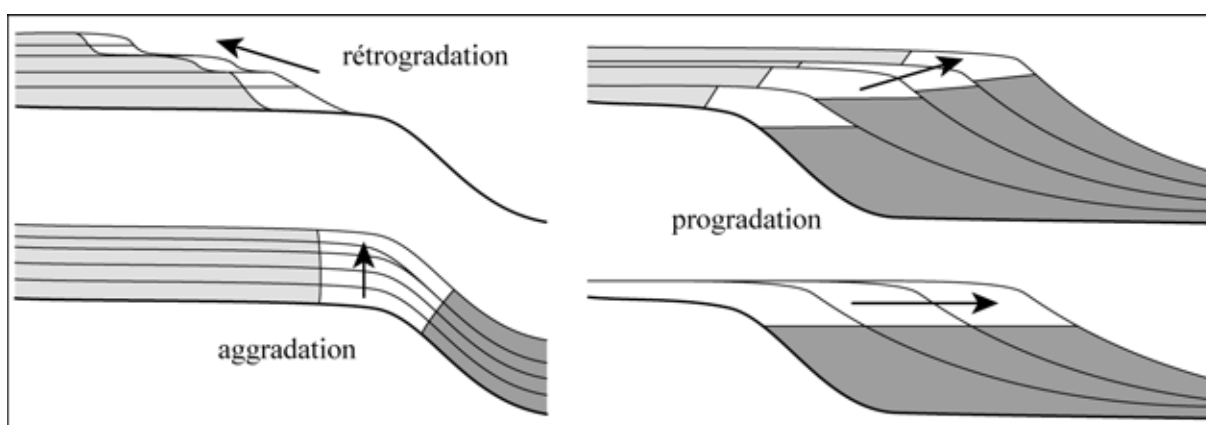


FIG. 3.4 – Principales architectures de dépôt reconnues en sismique réflexion.

3.2 Données de forages et radiométrie ¹⁴C

3.2.1 Les données de carottages

Les données de carottages proviennent de plusieurs projets scientifiques depuis 2002 qui visent à comprendre les géométries du système littoral languedocien, l'enregistrement paléo-climatique et le fonctionnement du biseau d'eau salée. Les carottes utilisées pour ce travail sont énumérées et décrites dans les *chapitres 4* et *5*. Les différentes techniques de carottage mises en oeuvre sont présentées sur la figure 3.5.

Le carottage Triplex.

Cette technique a été utilisée pour les carottages profonds à terre (jusqu'à 64 mètres pour *MAG-1*). Elle a été mise en oeuvre par l'entreprise FUGRO Géotechnique dans le cadre des projets ATIP progelac (PROspection GEophysique en LAgune et avant Cote) et ALLIANCE.

Ce système utilise deux cylindres emboîtés l'un dans l'autre et désolidarisés par un système de roulement à billes. Le tube métallique externe fore le sous-sol par rotation alors que le tube interne, qui recueille le sédiment, subit une très faible rotation. Le matériel récupéré subit peu de déformations et le taux de récupération est supérieur à 90%. Ce type de carottage permet de récupérer tous types de sédiments indurés ou meubles.

Le carottage par percussion.

Ce type de carottage a été utilisé en lagune, dans le cadre des projets ECLICA ("Evénements CLImatiques CAAtastrophiques récents sur le littoral Languedocien" - ACI-FNS "Aléas et changements globaux", Dezileau and al. (2004); Dezileau et al. (2005)).

Le carottage est réalisé à partir de la plate-forme flottante UVITECH (Université de Chambéry) équipée d'un trépied et d'un système de piston core (figure 3.5). Les carottes plurimétriques de sédiments meubles sont récupérée dans un tube en PVC de 80 millimètres de diamètre.

Le carottage manuel.

Les carottes courtes de sédiments meubles (de l'ordre du mètre), en lagune et en mer, ont été extraites manuellement dans des tubes de PVC d'environ 90 millimètres de diamètre.

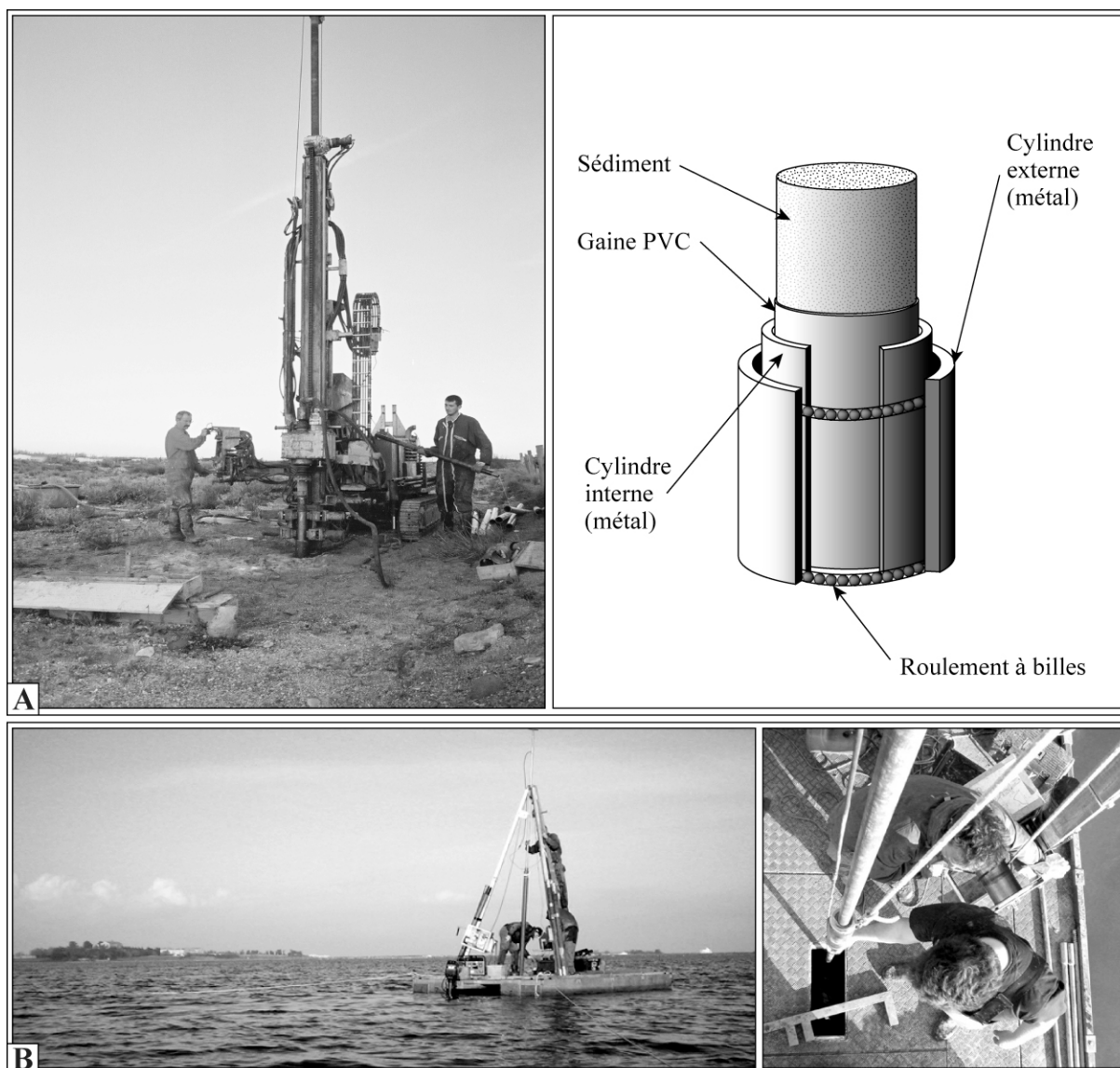


FIG. 3.5 – Techniques et outils utilisés pour les carottages. A. Carottage à terre par la méthode triplex. B. Plateforme UVITECH en lagune.

3.2.2 Radiochronologie ^{14}C

Les datations ^{14}C des échantillons prélevés sur l'ensemble des carottes lagunaires ont été faites dans le cadre des projets ECLICA (Dezileau and al., 2004) et INTEMPERIES (Dezileau et al., 2007a, b), au Laboratoire de Mesure ^{14}C de Saclay (LM14C). Les datations ^{14}C sur les carottes en mer ont été réalisées en 2004 au Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory à Miami.

Pour la calibration des âges ^{14}C , nous avons utilisé le logiciel de calibration *Calib 5.0.2* (Hughen et al., 2004). Les âges réservoirs utilisés ont été tirés de la bibliographie. Siani et al. (2000); Zoppi et al. (2001) montrent que l'âge réservoir des environnements lagunaires méditerranéens est élevé du fait des apports de carbone continental important. (Sabatier et al., 2008) estiment cet âge à 1000 ± 50 ans. Pour la calibration des âges sur du matériel marin, l'âge réservoir utilisé est de 600 ± 50 ans Siani et al. (2000).

3.3 La modélisation analogique d'un système côtier

La méthodologie utilisée est née de la collaboration avec Fabien Graveleau et Stéphane Dominguez du laboratoire *Géosciences Montpellier*. Le dispositif expérimental qu'ils ont développé permet de modéliser les processus d'érosion/sédimentation au cours de la formation d'une chaîne de montagne. Dans les expériences de modélisation d'un système côtier, le dispositif a été modifié afin de créer un domaine continental stable (sans tectonique ni subsidence) et un domaine marin capable de subir des variations eustatiques. L'intérêt du dispositif mis au point est d'avoir une approche "source-to-sink". C'est-à-dire, de pouvoir observer et mesurer les effets des variations de quelques paramètres, du "continent" (formation et évolution du bassin versant) jusqu'au domaine marin (mise en place et évolution des dépôts côtiers).

Les détails du dispositif et du protocole expérimental seront décrits dans le *Chapitre 6*.

Chapitre 4

Dynamique côtière longshore

Le segment côtier de Maguelone est situé sur la côte Nord de la marge du Golfe du Lion, à l'Ouest du delta du Rhône d'où provient la majeure partie des apports détritiques dans le Golfe du Lion. Cette zone côtière de 10 kilomètres de large comprend un petit bassin versant (15 km de long) drainant de faibles reliefs carbonatés et des étangs séparés du domaine marin par un étroit cordon sableux (voir *Chapitre 1*). La reconstitution en trois dimensions des géométries des cortèges sédimentaires côtiers du Quaternaire à l'actuel a montré l'importance de l'hydrodynamique littorale sur les processus d'érosion et de dépôt depuis la transgression post-glaciaire.

Ce chapitre traite de l'influence de la dynamique *longshore* (parallèle à la côte) et de la répartition des apports sédimentaires sur un système côtier microtidal.

Ce chapitre fait l'objet d'une publication acceptée par *Marine Geology* : ***Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France)***.

Les profils sismiques qui illustrent ce chapitre sont reportés en **Annexe A**.

**Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a
wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of
Lions, France)**

Olivier Raynal^{a*}, Frédéric Bouchette^{a,e}, Raphaël Certain^b, Michel Séranne^a, Laurent
Dezileau^a, Pierre Sabatier^a, Johanna Lofi^a, Anna Bui Xuan Hy^c, Louis Briquieu^a,
Philippe Pezard^a, Bernadette Tessier^d

^a *GEOSCIENCES-Montpellier, Université Montpellier II, cc 60, Place Eugène
Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France*

^b *IMAGES, Université de Perpignan, 52 av. de Villeneuve, 66 860 Perpignan cedex,
France*

^c *Schlumberger, Le palatin 1 - 1, cours du Triangle, 92 936 La Défense cedex,
France*

^d *UMR CNRS 6143, Morphodynamique continentale et côtière, Université de Caen,
2-4 rue des Tilleuls, 14 000 Caen, France*

^e *Now at Institute of Applied Mathematics and Modelling of Montpellier, Université
Montpellier II, cc 51, Place Eugène Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France*

* Corresponding author. Present adress : GEOSCIENCES-M, Université
Montpellier II, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France.

Tel. : +33 4 67 14 42 93

E-mail adress : Olivier.Raynal@gm.univ-montp2.fr

Abstract

The Maguelone shore extends along the northern coast of the Gulf of Lions margin, west of the Rhône delta and east of high gradient coastal streams that have provided most of the clastic sediments to the Gulf of Lions margin since early Miocene. This 10 kilometres wide area comprises a small coastal watershed (15 km long) in low-lying carbonate hills, a kilometre-wide marsh, a sandy beach barrier and shoreface experiencing local low sedimentation rates. This onshore-offshore transition zone is a key area for deciphering the relationships between erosion, by-pass, deposition and preservation processes. Unlike the neighbouring Rhône deposits that display numerous thick deltaic sequences related to a continuous sediment flux, the Maguelone shore exhibits peculiar sedimentary bodies.

Analyses of about 250 km of new VHR seismic profiles acquired over the study area, 9 short cores and outcrops data allowed us to determine the three-dimensional high-resolution geometry of the coastal system tracts from Quaternary to present-day. This revealed dominant denudation processes in the upstream catchments associated with the formation of incised-valleys during Quaternary low stands. Furthermore, the study documents and analyses the erosion and deposition mechanisms controlled by littoral hydrodynamics, that have been taken place on this shore since the last transgression. In particular, metre-high and hundreds of metre-long sandy bodies constructed by alongshore hydrodynamics were highlighted and their effect on the morphodynamics of the whole littoral system is discussed. The Maguelone shore can be used as a case-study for onshore/offshore dynamics under the influence microtidal wave/current hydrodynamics and very low river-derived terrigenous sediment flux during an eustatic cycle. Geometry of system tracts across flood plain to shoreface is usually considered to be controlled by relative sea-level changes, and is successfully analysed with 2D sequence stratigraphy cross-shore models. It is demonstrated that in areas like the Maguelone segment, traditional sequence stratigraphy methods might not be fully relevant and need to integrate alongshore hydrodynamical processes.

keywords : sand spit ; transgression ; deglacial deposits ; Gulf of Lions ; alongshore drift ; coastal tract.

4.1 Introduction

The littoral zone supports numerous economic stakeholders (Rossi and Blivi, 1996) and increasingly draws the attention of the scientific community. This is emphasized by the fact that present sea-level rise has consequences threatening the littoral zone (Regnauld et al., 2004; Amorosi et al., 2005; Zazo et al., 2008). In this context, extensive morpho-hydrodynamical surveys are planned to characterize the processes that control the morphodynamics of coastal sedimentary systems and to forecast their evolution (Barusseau et al., 1996). In the meantime, geophysical surveys and sedimentological studies have been conducted to provide additional information on the geometry of the coastal sedimentary bodies and their long-term dynamics (Posamentier and Allen, 1993; Amorosi and Milli, 2001).

The littoral zone of the northwestern Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea) is mainly characterized by lagoons separated from the sea by emerged sand barriers that result from a process of shore construction by waves and currents in a microtidal environment (Barusseau et al., 1996; Certain et al., 2005b). Along this margin, the Maguelone segment extends between the Rhône delta to the east and high-gradient coastal streams to the west. The rivers have been providing most of the clastic sediment to the Gulf of Lions margin (Pont et al., 2002) since the Miocene. One striking feature of the Maguelone shore is the mosaic of numerous geological outcrops, ranging in age from Pliocene to Holocene exposed between the hills of Mesozoic carbonates (Alabouvette et al., 2003) and the shoreline. The outcrops of Pliocene strata suggest that Quaternary sedimentary series are thin over the area and provide evidence for reduced local sedimentation rates, dominant by-pass and erosional processes.

This paper analyses the detailed architecture of the Maguelone segment and discusses whether or not the sedimentary record can be explained by temporal variations of the classical forcing parameters : eustacy, subsidence and sediment fluxes, analysed on a cross-shore profile. VHR seismic profiles together with short cores and outcrop data allow a high-resolution three-dimensional reconstruction of the coastal geometry systems tract from late Quaternary to present-day. Lastly, the paper addresses the influence of high-frequency processes, such as beach construction by waves and alongshore-oriented paleo sand spits, on the geological record. Finally, integration of previous results allows us to discuss a model for the formation of late Holocene coastal system tracts under the influence of coastal hydrodynamics.

4.2 Presentation of the Maguelone shore

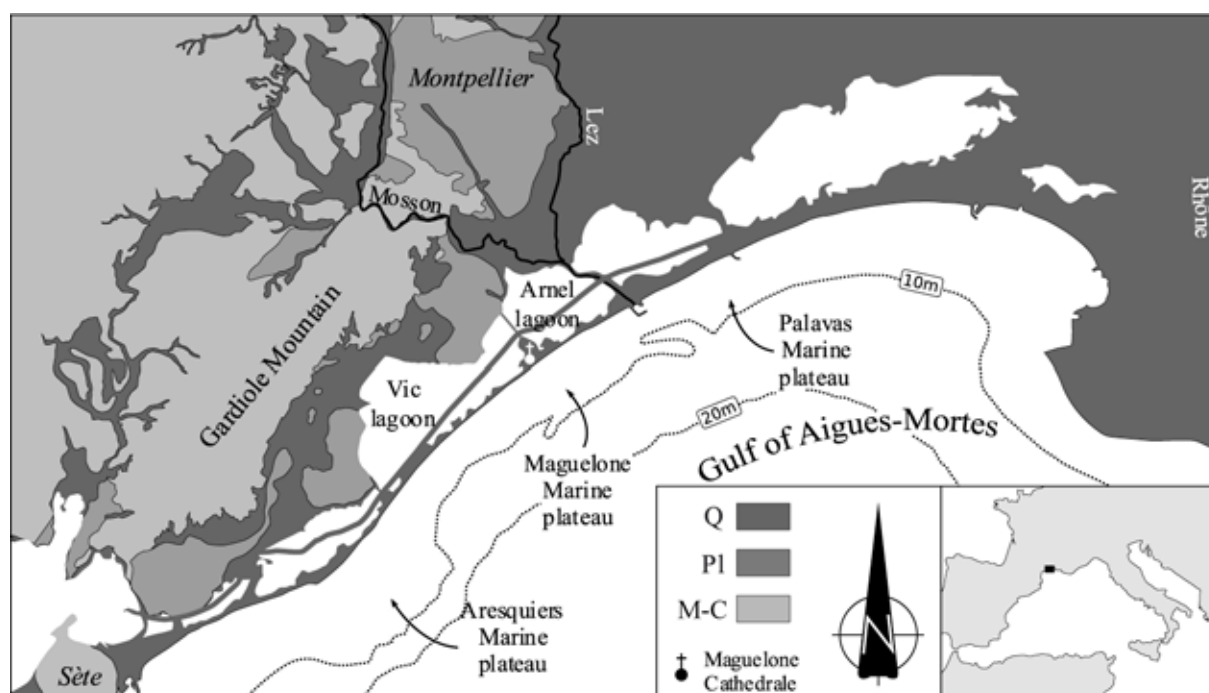


FIG. 4.1 – Simplified geological map of the study area. bathymetric data were processed using an Akima interpolation method (Akima, 1979) with GMT (Wessel and Smith, 1998). Geological data corresponds to the BRGM geological maps of Sète and Montpellier. M-C. Mesozoic to Cenozoic formation. Pl. Pliocene. Q. Quaternary.

4.2.1 General setting

The studied area is the Maguelone shore, a 10 km-long littoral area located to the South of Montpellier city, along the Languedoc shore of the Gulf of Lions (figure 5.1). To the north, the Maguelone segment is limited by a Mesozoic limestone upland : the Gardiole Hills (Alabouvette et al., 2003). The Maguelone shore is flanked by two contrasting coastal zones : the Rhône delta to the east and Hérault-Orb-Aude Valleys to the west, each characterized by large terrigenous flux and wide flood plains. In contrast, numerous outcrops of rocks ranging in age from Pliocene to Holocene occur within the Maguelone segment. Together with artificial levees of channels dating from the 17th century, these subaerially exposed outcrops delineate a set of brackish water bodies, isolated from the open sea by a narrow eolian dune system. This narrow barrier beach is attached from place to place to rocky promontories such as Aresquiers or Maguelone Cathedral peninsula. To the west, it is bounded by rocky cape at Sète. To the east, the Maguelone segment is bounded by the inner Gulf of Aigues-Mortes. Within the Maguelone shore, a present-day sandy shoreface alternates with plateaus that correspond to continental, lacustrine or marine formations Pliocene in age, and Pleistocene continental conglomeratic series (Alabouvette et al., 2003). The most recent formations are Quaternary deposits of the coastal plain and slope and Holocene lagoonal deposits. The lagoons have been partially filled and are less than 1 metre deep at present-day.

The Plio-Quaternary history of the Gulf of Lions continental margin begins with the flooding of

the Mediterranean basin at the end of the Messinian salinity crisis (Hsü et al., 1973). Messinian canyons formed during the fall of sea-level that started around 5-6 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999; Lofi, 2002). They were flooded during the Zanclean transgression and formed the Early Pliocene rias. The sedimentary filling of incised valleys corresponds to a Gilbert delta (Clauzon et al., 1987; Clauzon, 1990; Duvail et al., 2005). At the top of these deposits, prograding sedimentary wedges have quickly migrated seaward and covered the Messinian erosion surface. Based on industry-collected seismic profile analysis, Lofi et al. (2003) proposed a model of three distinct prograding wedges of Early Pliocene, Middle Pliocene and Late Pliocene/Quaternary in age. The most recent wedge is more than 1 000 m thick on the outer-shelf. At a higher resolution, the upper part of this wedge contains several regional-scale prograding units, separated by erosion surfaces (Tesson et al., 1990; Tesson and Gensous, 1998; Rabineau et al., 2006). These units were interpreted as lowstand prograding wedges which were formed during successive sea-level falls of Pleistocene glacio-eustatic cycles (Posamentier et al., 1992; Jouet et al., 2006). Onshore, Duvail et al. (2001) and Alabouvette et al. (2003) observe a system of imbricated terrace along the main Roussillon and Languedocian rivers. Their formation is linked to Pleistocene glaciation cycles. During the last deglacial stage, a subaqueous delta of the Rhône was deposited in the middle/inner shelf, from 15 000 years to 10 500 years cal. B.P. These deposits correspond to a major transgressive tract on the shelf (Berné et al., 2007). The present study area corresponds to the coastal zone and links onshore environments to the shallow water continental shelf.

4.3 Methods and data

Figure 5.3 displays the datasets acquired for this study. They consist of : 1) 250 km of Very High-Resolution (VHR) seismic data acquired from 2003 to 2007 off shore and in lagoons during the CALAMAR (Coastal And Lagoon Measurement for Academic Research) and BEACHMED-e European cruises, 2) 1 to 15 m-long cores were achieved in the framework of the projects PROGELAC, ECLICA and ALLIANCE from 2003. Numerous samples were extracted for ^{14}C dating.

4.3.1 Coastal and lagoonal VHR seismic profiles

At sea and in the lagoons, the seismic profiles were acquired with an IKB Seistec boomer (CALAMAR III survey) and an INNOMAR SES-2000 Compact, a parametric echo-sounder, (CALAMAR IV survey). Additionally, a surface tow boomer from Applied Acoustics was used also at sea (BEACHMED-e survey).

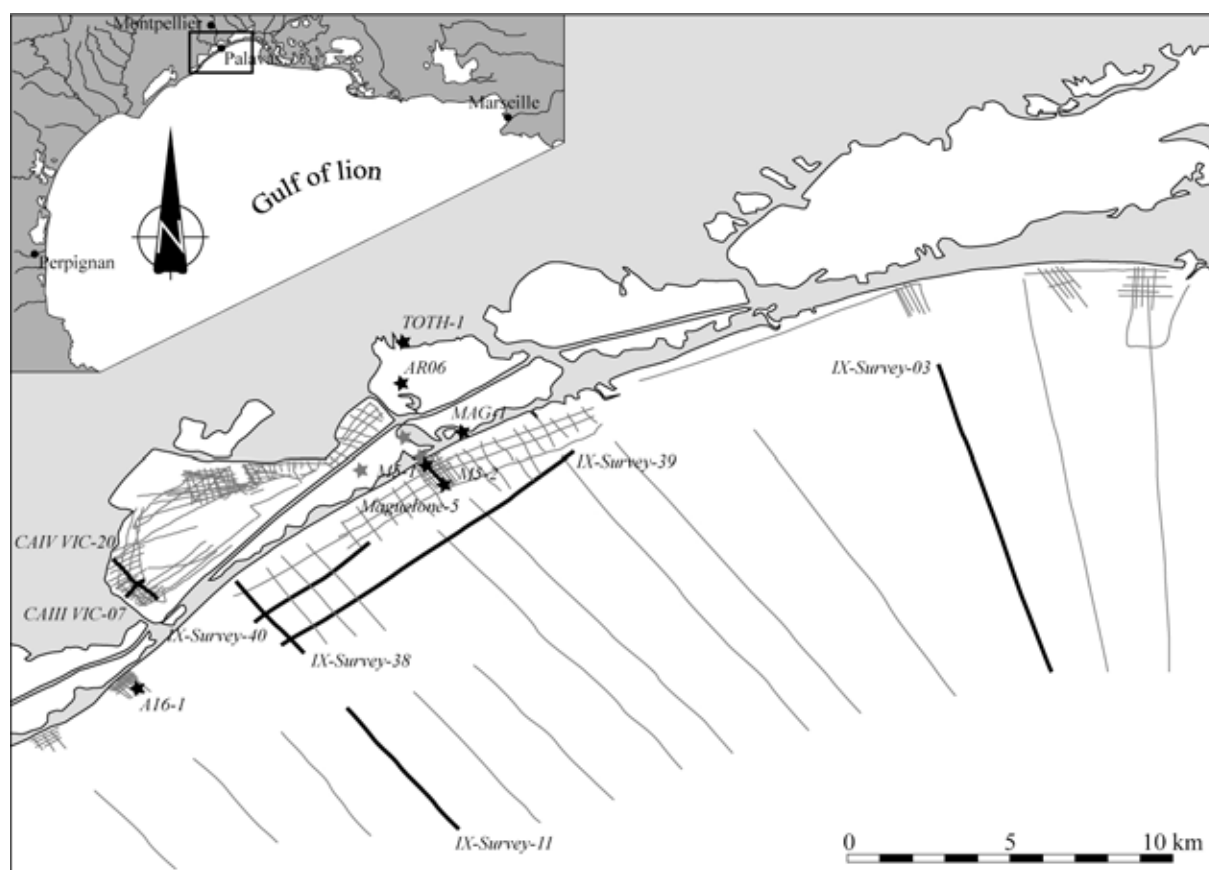


FIG. 4.2 – Location map of data showing the location of the VHR seismic profiles and cores. The heavy lines refer to the illustrations cited in the text. Stars show core location.

The IKB Seistec boomer device is a 2 m long catamaran with an offset of 0.5 m between the source and the receiver ; it is well adapted to shallow water environments. It can be used with frequencies ranging from 4kHz to 9kHz, a signal energy from 50 to 200 J, and a large range of filters. Seismic data were acquired with Delph 2.3 software.

The INNOMAR chirp sonar is a basic user-friendly 30 cm diameter cylinder deployed at the end of a stainless steel boom ; it is adapted to shallow water environments. It can produced frequencies ranging from 5 to 15 kHz so that maximal theoretical multiple target resolution is 5 cm.

The Applied Acoustic device supplies a signal energy of 1500 J and the signal is received by a single-channel streamer while the source is on a catamaran like that of the Seistec device. Seismic data were acquired with an Octopus 360 signal processor and a Coda DA200 digital recording system. Each seismic survey utilized DGPS navigation. The seismic data were converted to traditional SEG-Y format and were processed with Bash scripts developed for this study (www.gladys-littoral.org) on the basis of Seismic Unix tools (Cohen and Stockwell, 2001) together with GMT (Akima, 1979; Wessel and Smith, 1998). Several vessels were used for this study, including PROGELAC, a 7.5 m long boat adapted to navigation in very shallow water environments (about 20 cm of water depth).

Analysis of the seismic data followed the classical sequence stratigraphic method (in terms of reflec-

tor truncation, onlap, downlap and configurations) allowing the identification of seismic units and their boundaries (Mitchum and Vail, 1977).

4.3.2 Cores and datations

9 cores were acquired in the Maguelone shore. Some of them penetrated into paleo-deposits. Figure 5.3 displays the location of six cores that were used in this study : *MAG-1*, *TOTH-1*, *A16-1*, *M5-1*, *M5-2*, *AR06*. The longest core (*MAG-1* and *TOTH-1*) were extracted from the beach barrier and the Mosson delta by FUGRO Geotechnics using the Triplex method. With this method, the steel corer tube includes two distinct sleeves. The rotation of the tube together with the outer sleeve during coring is dissociated from that of the internal sleeve. As a consequence, the sediment contained in the inner sleeve does not suffer strong rotation. This drastically reduces the deformation of the sampled material and maximizes the amount of retrieved material (about 97%). Core *AR06*, about 3 metres long, was extracted from the hammer coring platform of University of Savoie (Chambery) with 80 mm inside diameter PVC tubes. Short cores *A16-1*, *M5-1* and *M5-2* were extracted manually with PVC tubes ranging from 85 to 92 mm inside diameter.

Table 5.2 presents radiocarbon dates from legs used in this paper. ^{14}C analysis in the cores *MAG-1*, *TOTH-1* and *AR06* were conducted at the Laboratoire de Mesure ^{14}C at Saclay (LM14C) in the framework of the ARTEMIS project. ^{14}C age calibrations were computed with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. Reservoir age in lagoon environments of the Mediterranean region is high due to a strong continental carbon contribution (Siani et al., 2000; Zoppi et al., 2001). The reservoir age used in this study has been estimated by (Sabatier et al., 2008) at about 1000 ± 50 years, by extrapolating the reservoir age measured at the seabed and by correlation with ^{210}Pb data. In marine facies, reservoir age used for calibration is 600 ± 50 years. The radiometric dates M5-145 in core *M5-1* and A16-25 in core *A16-1* were conducted at the Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory at Miami in 2004. Calibration of this age was computed with two standard deviations too.

Core	Position	Name	Depth in leg	Depth WRT present day s.l	Material	Lithological facies	Age B.P.	Age cal. B.P. (R= reservoir age)
MAG-1	sandy barrier	M377	377 cm	- 277 cm	Abra ovata	sand	2405 +/- 30	1800 +/- 150 <small>R=600</small>
		M730	730 cm	- 630 cm	Cerastoderma glaucum	lagoonal mud	5480 +/- 35	5148 +/- 184 <small>R=1000</small>
		M880	880 cm	- 780 cm	Rissoa ventricosa	bioclastic sand	5405 +/- 40	5573 +/- 141 <small>R=600</small>
		M1250	1250 cm	- 1150 cm	Oyster	breccia	≥45600	≥45600 <small>R=600</small>
TOTH-1	Mosson river delta	Th600	600 cm	- 500 cm	Cerastoderma glaucum	lagoonal mud	3320 +/- 30	2461 +/- 157 <small>R=1000</small>
		Th1520	1520 cm	- 1420 cm	Rissoa ventricosa	lagoonal mud	6260 +/- 40	6059 +/- 150 <small>R=1000</small>
		Th2000	2000 cm	- 1900 cm	Abra ovata	lagoonal mud	7430 +/- 45	7349 +/- 126 <small>R=1000</small>
M5-1	offshore	M5-145	145 cm	-1160 cm	Organic sediment	lagoonal mud	9020 +/- 170	9521 +/- 486 <small>R=600</small>
A16-1	offshore	A16-25	25 cm	-750 cm	Organic sediment	lagoonal mud	6520 +/- 120	6805 +/- 320 <small>R=600</small>
AR06	lagoon	AR06-332	332cm	-367 cm	Cerastoderma glaucum	lagoonal mud	4995 +/- 30	4567 +/- 167 <small>R=1000</small>
		AR06-335	335 cm	- 370 cm	Cerastoderma glaucum	marin sand	5675 +/- 30	5842 +/- 140 <small>R=600</small>

FIG. 4.3 – Table of ^{14}C datations from legs in marine and lagoonal domain. ^{14}C ages calibrations were compute with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. In marine facies, reservoir age (= R) used for calibration is 600 ± 50 years. In lagoonal facies, reservoir age used is 1000 ± 50 years after the work of Sabatier et al. (2008). Depth w.r.t. present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level.

4.4 Facies and sedimentary units

4.4.1 Seismic units

4.4.1.1 Accoustic basement : Unit Upl

Acoustic basement Upl is the deepest unit that was observed in the study area. The base of this unit is not observed, neither on seismic data (figures 5.4 and 5.5) or in the deepest core (64 metres below the present-day mean sea-level). Where the seismic signal is good, unit Upl displays thick seismic facies including continuous and very high-amplitude reflections (figure 5.6C). Reflections dip gently south-eastward in cross-shore sections (figure 5.5B) and display a low-amplitude folding on alongshore sections (figure 5.5A). In some cases, the Upl unit consists of a transparent seismic facies, with some undulating sub-parallel discontinuous high-amplitude reflections (figures 5.4A and 5.4B). This facies is characteristic of seismic zones where there are no major reflections (figure 5.6D). The top of the Upl unit corresponds to an erosional surface that separates Upl from all other overlying units. Generally, it concides with a regional erosional surface, as illustrated by truncated reflections, termed Regional Erosional Surface (RES). The RES forms a highly uneven surface that locally mimics the present-day seafloor (figure 5.4B). To the east, this surface passes to the marine Palavas plateau and to the marine

Maguelone plateau. To the west, it coincides with the Aresquiers marine plateau (figure 5.1). The RES displays two major incisions 10 to 15 metre-deep and 100 to 200 m long. The main axis of these incisions are roughly perpendicular to the present-day coastline. One of the incisions is located seaward of the city of Palavas and the other is seaward of the Vic lagoon (Figure 5.5A).

4.4.1.2 Unit U1

Unit U1 fills the topographic lows of Upl basement (figure 5.4A). It forms a depositional body hundreds of m long and only about 1 to 3 m thick. This unit displays chaotic seismic facies, locally with low-amplitude, disorganized and discontinuous reflections (figure 5.6E). Where unit U1 exhibits low-amplitude reflections, a clinoform geometry with numerous internal erosional surfaces is revealed. The top of unit U1 corresponds also to the RES. As a consequence, the RES corresponds to the top of U1 and Upl.

4.4.1.3 Unit U2

Unit U2 is bounded below by the RES. U2 fills paleo-topographic depressions of the RES. A detailed analysis of the internal architecture of unit U2 allowed recognition of three distinct sub-units termed, from the oldest to youngest, U2-1, U2-2 and U2-3 (figure 5.5). The lowest sub-unit U2-1 occurs above the RES. Sub-unit U2-2 occurs either above the RES or above U2-1. Sub-unit U2-3 lies on U2-2, U2-1 or RES. The three bodies display the same internal geometrical features and are separated by two erosional surfaces (IS1 and IS2) that are usually planar but locally highly uneven. Where erosion surfaces are smooth, reflections within the underlying bodies are truncated and reflections within the overlying body display downlap geometry. Reflections dipping at angles of 3 to 6 degrees are ubiquitous, well imaged and interpreted as foresets. The clinoform seismic facies highlights that bodies form prograding sets. This facies displays thin and continuous dipping reflections to the top of each unit passing laterally to draping reflections at the bottom (figure 5.6B). Where surfaces RES, IS1 or IS2 are highly uneven, reflections within the overlying body display onlap or draping geometries and provide evidence of aggradation.

The three-dimensional architecture of U2-1, U2-2 and U2-3 can be determined by integrating the structures from alongshore and cross-shore profiles. Thick clinoforms observed within unit U2 prograde south-westward in all alongshore seismic profiles, deliniating the main progradation azimuth, roughly parallel to the present-day coastline. In cross-shore profiles close to the present coastline, clinoforms prograde to the north-west and disappear progressively, where present lagoons occur. This indicates that the prograding sets had a limited extension to the north. In the southernmost alongshore profile, unit U2-1 fills up the major incisions of RES without any clinoform geometry, whereas well-expressed clinoforms are visible farther shoreward. This suggests that bodies with clinoform geometry are limited in extent to

the area just seaward of the present coast. The top of unit U2 corresponds to a smooth erosional surface that mimics the present seafloor.

As a consequence, U2-1, U2-2 and U2-3 bodies reveal 5 to 15 m high and hundred m wide sets that fill up former depressions and prograde south-westward over several km-long area. Unit U2 consists of stacked prograding sets that display internal erosion surfaces arguing for alternating episodes of erosion and progradation.

4.4.1.4 Unit U3

Unit U3 was observed both offshore and in the present-day lagoons. It occurs above the RES exclusively, and was not observed overlying unit U2. However, seismic profiles do not provide data below the present-day emerged beach barrier where such geometry may occur. The thickness of unit U3 is highly variable, as a result of the relief of the RES. Unit U3 shows planar parallel seismic facies (figure 5.6) characterized by parallel and sub-horizontal high-amplitude reflections. Where the underlying RES is uneven, basal reflections in unit U3 present onlap and gently draping geometry (figures 5.4A and 5.4B). In the lagoon, the top of unit U3 is the water/sediment interface. At sea, the top of unit U3 is truncated by a smooth erosion surface dipping seaward. In some places, this erosion surface coincides with the seafloor. Elsewhere, unit U3 is covered by more recent deposits of unit U4.

4.4.1.5 Unit U4

The base of unit U4 is observed in shoreface and corresponds either to a smooth erosion surface at the top of unit U3 or locally to the RES. U4 is characterized by transparent or chaotic facies with few low-amplitude reflections. These facies are characteristic of seismic zones where there is no major reflection (figure 5.6D) or disorganized, discontinuous reflections (figure 5.6E). Cross-shore profiles (*Maguelone-5* in figure 5.4B and *IX-Survey-38* in figure 5.5B) show that the seaward extension of this unit U4 is limited to the present shoreface, about one km from the shoreline. The reflections within unit U4 show a moderate dip toward the sea, roughly parallel to the present mean nearshore slope. The top of unit U4 corresponds to the present seabed.

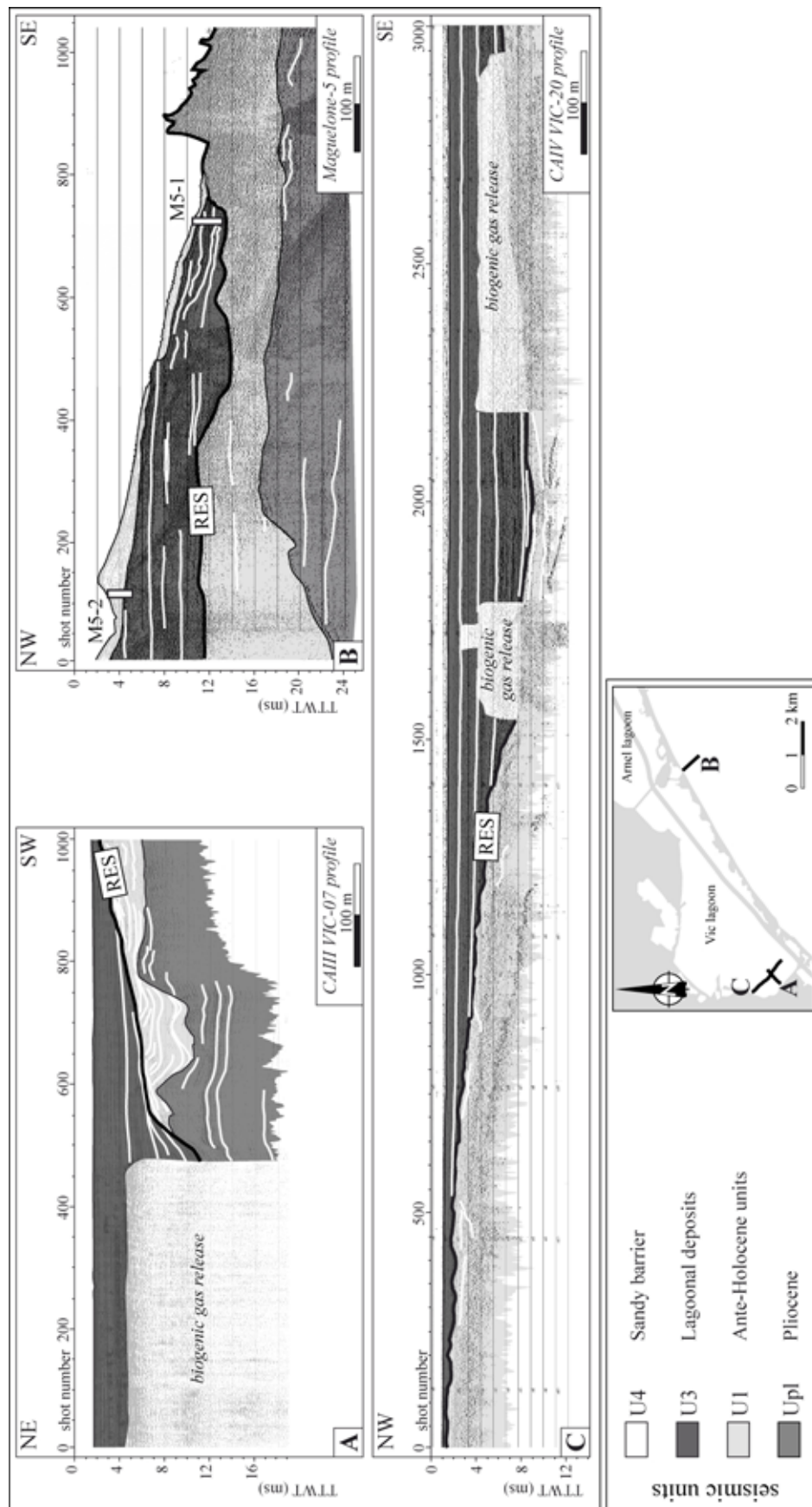


FIG. 4.4 – Interpreted VHR seismic profiles CAIII VIC-07 (A), Maguelone-5 (B) and CAIV VIC-21 (C), showing global units architecture in lagoon and shoreface. RES is a Regional Erosional Surface, corresponding to the top of Upl or U1. Location of metre-long cores M5-1 and M5-2 is report on Maguelone-5 profile. Seismic survey in

center of lagoons shows biogenic gas release.

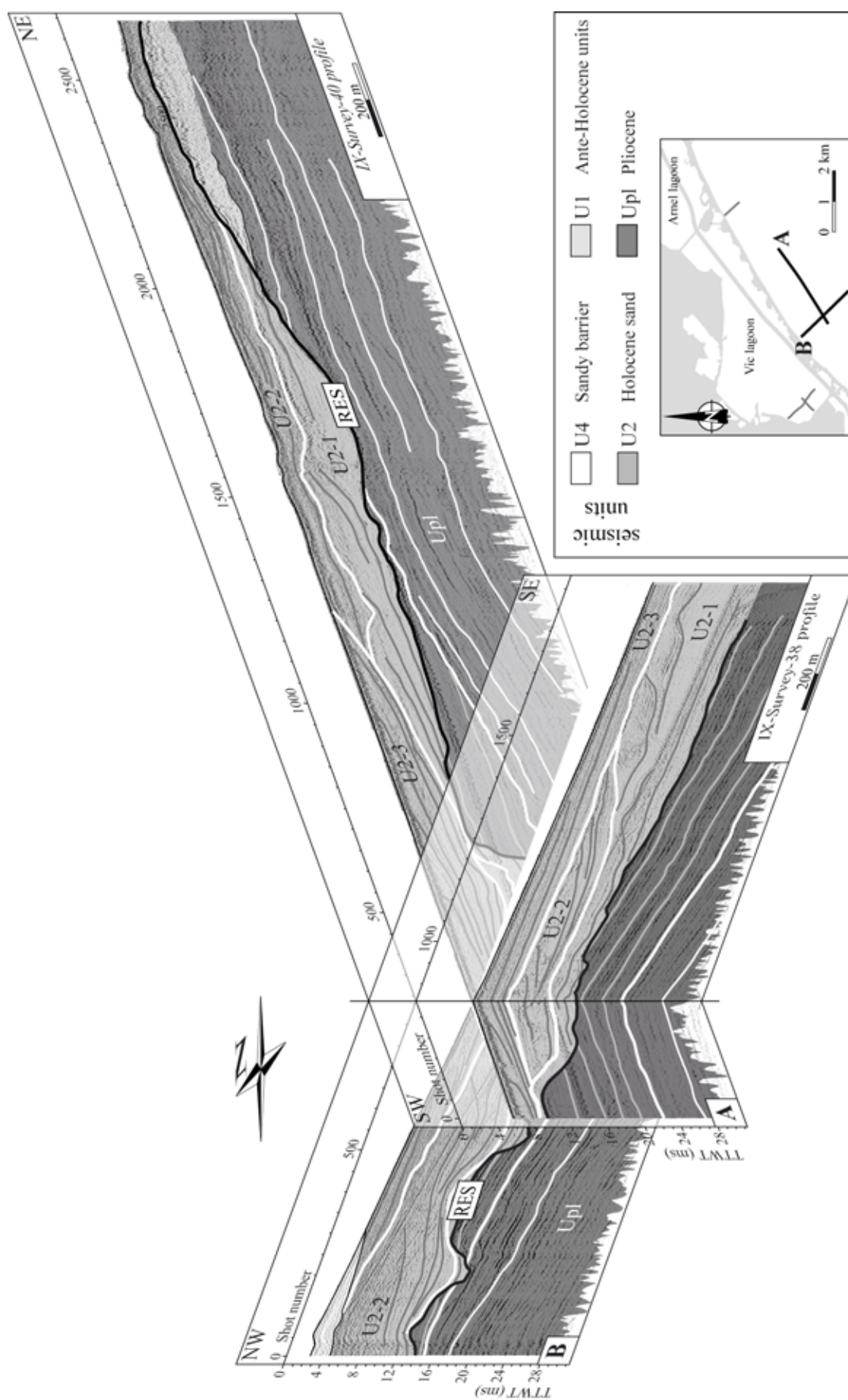


FIG. 4.5 – 3D representation of interpreted VHR seismic profiles Ix-Survey-38 (A) and Ix-Survey-40 (B), showing global geometry of sand bodies U2-1, U2-2 and U2-3 which composed unit U2. Seaward, the RES (Regional Erosional Surface) corresponds to the base of U2.

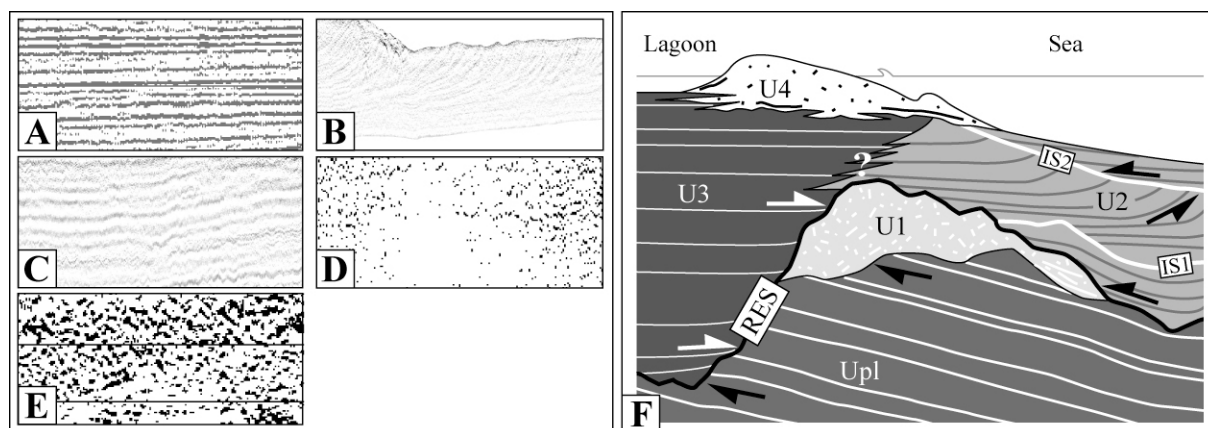


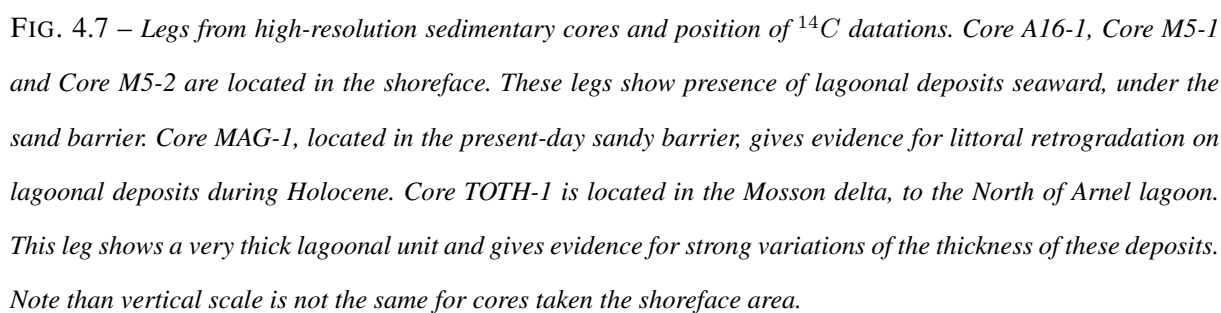
FIG. 4.6 – Seismic facies observed in Very High Resolution seismic in the study area. (A) Draping parallel facies. (B) Sigmod clinoform facies. (C) Thick facies. (D) Transparent sandy facies. (E) Chaotic facies. All these facies can be observed in seismic profiles of the figures 5.4 and 5.5. (F) Sketch of seismic units associations.

4.4.2 Cores

Cores can be group into three geographic areas each with a different depositional succession. Cores *TOTH-1* and *AR06* are from a present-day lagoon. Core *MAG-1* illustrates deposit organisation under the present-day beach barrier. Short cores *A16-1*, *M5-1* and *M5-2* are in the nearshore. The three main stratigraphic successions are described from the lagoon, in the north, to the sea in the south (figure 5.7).

4.4.2.1 Back-barrier deposit succession

The base of cores sampled in the present-day lagoon corresponds to a coarse polygenic conglomerate. In core *TOTH-1* (figure 5.7), this conglomerate, older than 7 349 years based on radiocarbon data, comprises rounded elements of carbonate lime mud, quartz and yellow silt. In core *AR06*, from 3.32 to 3.40 m, the conglomerate is mixed with sand. This coarse deposit consists of limestone and quartz clasts and some marine bioclasts such as *Bittium reticulatum* and *Rissoa sp.*, dated at 5 842 \pm 140 years Cal B.P.



Above the coarse conglomerate or marine bioclastic sand, a grey uniform mud occurs with thin silty and sandy intervals. This deposit characterizes a lagoonal environment. Thickness of the lagoonal mud intervals is variable, controlled by lagoon basement topography. Maximum thickness was observed in core *TOTH-1* where it reaches 17 m (figure 5.7). Radiocarbon data show that the lagoonal deposits are Holocene in age. The base of those deposits was dated at $7\,349 \pm 126$ years Cal. B.P. at 20 m of depth in *TOTH-1* and at $4\,567 \pm 167$ years Cal. B.P. at 3.32 m of depth in *AR06*. Consequently, the base of the lagoonal deposits is not isochronous, as a result of pre-existing topography.

The top of the lagoonal deposits corresponds to the present-day lagoon floor. Core *TOTH-1*, located in the Mosson delta (figure 5.3), has lagoonal deposits overlain by deltac deposits (from 1.20 to 3 m depth). The top of this core corresponds to an embankment.

4.4.2.2 Present-day beach barrier

The core *MAG-1*, located on the sandy beach barrier close to the Maguelone Cathedral (figure 5.3), displays the stratigraphic succession at the present-day barrier beach.

From the base of *MAG-1* to 12.20 m, the core comprises sand mixed with coarse polygenic conglomerate. This conglomerate is the same as that observed at the base of cores *TOTH-1* and *AR06*. According to ^{14}C dates, at 12.50 m below seabed, these deposits are older than 45 600 years. From 12.20 to 9 m of depth, muds and silts of green, gray or yellow ochre colour occur, together with carbonate concretions. These sediments are rich in carbonate and poor in organic matter. The top of the carbonate level corresponds to an erosional surface. A bioclastic marine sand bed, dated at $5\,573 \pm 141$ years Cal. B.P., lies on this surface. At 8.50 m the marine sand gives way to the first lagoonal deposits. From 5 to 8.50 m, lagoonal sediments are interbedded with marine sands. At 7.30 m, this deposit was dated to $5\,148 \pm 184$ years Cal. B.P. At 5 m, lagoonal muds are eroded and covered by sands up to the top of the core (*MAG-1*, figure 5.7). This sand is composed of quartz, chlorite, biotite and includes 0 to 15 % bioclastic content. The base of this uppermost sandy interval is dated at $1\,800 \pm 150$ years Cal. B.P.

4.4.2.3 Shoreface

The shoreface area is limited by the present-day sand barrier to the north and by the marine plateau to the south (figure 5.3). The three short cores (*A16-1*, *M5-1*, *M5-2*) reveal a similar sedimentary record (figure 5.7).

At the base, a grey homogeneous mud, rich in organic matter, with 5 to 10 % bioclastic content, is interpreted as lagoonal deposits with marine influence. Most of these sediments consist of mud mixed with silt or fine sand containing marine bioclasts such as *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum* and

Rissoa sp.. Usually, these mixed deposits are interbedded with marine sand, including open-sea bioclasts including *Turritella*, *Pecten sp.* and *Bittium reticulatum* (from 67 to 76 cm and from 84 to 99 cm in core *A16-1* for example). Recent studies on cores taken from the present-day lagoon showed that marine levels within lagoonal intervals can be interpreted as the result of wash over processes during storms rather than an indication of major change in the paleoenvironment (Sabatier et al., 2008). In core *A16-1* (figure 5.7), the top of the lagoonal deposits (at 25 cm of depth) is dated at $6\,805 \pm 320$ years Cal. B.P. In core *M5-1*, these deposits were dated at $9\,521 \pm 486$ years Cal. B.P. This argues for lagoon deposits, with marine influence, 11 m below present sea-level. However, global eustatic curves show that sea-level at 9 500 years B.P. was around 35 ± 5 m lower than today. We can not envisage a lagoon with significant marine influence (figure 5.7) at more than 20 m above sea-level. The date at 9 521 years ± 486 Cal. B.P. on organic sediment shows contamination, compatible with a input of marine silt and sand supply in lagoon (figure 5.4). This date gives the maximal age of lagoonal deposit. These radiocarbon dates show that these lagoonal deposits, seaward present-day sand barrier, are early.

The top of lagoonal muds is eroded and overlain by a detrital fine sand. In some cases, this sand is mixed (*M5-2*) or intercalated (*M5-1*) with cm-long rounded pebbles. This material corresponds to the present-day sand barrier.

4.4.3 Sedimentary units

Integration of seismic observations, cores, radiometric dates and outcrops allows a determination of sedimentary units.

Correlations between the top of Upl basement observed in seismic profiles and outcrops located onshore, to the west of Vic lagoon, demonstrate that this unit is Pliocene in age, as testified by (Alabouvette et al., 2003) (figure 5.1). In outcrops, Upl comprises white chalky limestone interpreted as lacustrine or marine deposits. Pliocene outcrops contain altered white chalky limestone nodules in an ocher to red silty matrix. The gentle regional south-eastward dip of Upl determined in seismic cross-shore profile (figure 5.5B) is in agreement with observation of the Pliocene stratification in outcrops. These regional dip may be due to differential subsidence caused by the sedimentary and hydrostatic load on the shelf (Tesson and Allen, 1995).

Where unit U1 can be correlated onshore, to the north of Vic lagoon, a comparison with the outcrops demonstrates that U1 is composed of terrigenous silts and conglomerates with clasts of Mesozoic and Cenozoic limestones as well as quartz and biotites. Seaward, at the marine Maguelone plateau, U1 are conglomerates and sandstones. Unit U1 is interpreted as continental deposits of Pleistocene age. Core

MAG-1 is correlated with the offshore seismic by geometrical projection. We can not know with certainty if the interval dated at 45 600 years B.P. minimum in cores MAG-1 (figure 5.7) corresponds to U1 or Upl.

On the RES, at the base of the Holocene lagoonal deposits, a 10 cm thick sand interval was described in cores, but not observed as a seismic unit (cores AR06 and MAG-1, figure 5.7). This discontinuous interval corresponds to bioclastic sand including *Pecten sp.*, *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum*, *Rissoa sp.*, *Loripes sp.* and *Hydrobia acuta*. It is necessarily interpreted as a marine deposit, dated at 5 573 \pm 141 years Cal. B.P. in core MAG-1 and at 5 842 \pm 140 years Cal. B.P. in core AR06.

Geometries and seismic facies of Unit U2 (figure 5.5) show that this unit consists of several stacked bodies of marine sand deposits. As a consequence, U2-1, U2-2 and U2-3 bodies reveal the existence of thick and broad sets that fill up former paleo-depressions and prograde south-westward over a km-long area. The different sub-units U2-1, U2-2 and U2-3 are separated by internal erosional surfaces, arguing for alternating episodes of erosion and progradation. The thickness of these marine sands indicates that they formed during the last stage of sea-level rise and at the Holocene highstand.

Correlations of seismic profiles and cores show that unit U3 consists of clays accumulated in low energy environment and interpreted as lagoonal deposits. These lagoonal deposits display a highly variable thickness, up to 20 m, in the core TOTH-1. The oldest lagoonal muds were dated at 7 500 years B.P. (table 5.2). There are two types of lagoonal deposits. The first is a grey uniform mud with thin silty and sandy intervals (cores TOTH-1, AR06 and MAG-1, figure 5.7). This deposit corresponds to an isolated lagoon environment with intermittent connection to a marine environment (Sabatier et al., 2008). The second type of lagoonal sediment consists of mud mixed with silt or fine sand and contains some marine bioclasts such as *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum* and *Rissoa sp.* (cores AR06, M5-1 and M5-2, figure 5.7). These deposits are indicative of a lagoon environment (a domain distinct from the open sea) with significant marine influence. At the edge of present-day lagoon, deposits are characterized by a mix of lagoonal muds, lithoclasts from the local substrate facies, bioclasts and vegetal fragments.

Seismic unit U4, characterized by transparent or chaotic facies with few low-amplitude reflections, is correlated with the last littoral sand prism. These deposits show an external 2 m-high and 20 to 30 m-wide sand bar that forms one of the main features of the present-day nearshore zone.

4.5 Interpretation of Holocene architecture

4.5.1 Holocene transgressive tract

The Holocene lagoonal deposits of unit U3 overlay the highly uneven RES. Several cores (*AR06* and *MAG-1*) show a 10 cm thick sand interval on the RES, at the base of the Holocene (figure 5.4). At all occurrences, this interval consists of bioclastic sand with characteristic marine shells. The northernmost occurrence directly over the RES, at the base of unit U3, along the northern edge of the present-day lagoons. These discontinuous deposits are interpreted as a transgressive tract deposited during the Holocene eustatic rise.

The transgressive deposits found above the RES in cores *MAG-1* and *AR-06*, dated around 6 000 years B.P., argue for a sea-level at less than 3.5 m below the present-day sea-level at that time. This is in full agreement with all the published eustatic rise scenario including those that promote a sea-level rise until the modern period (Figure 5.8B).

In addition, a dating performed on lagoonal sediment of unit U3 suggests that mean sea-level was higher than this deposit. Thus, from figure 5.8A, the duration of the transgressive tract development can be bracketed. Dates in cores *TOTH-1*, *AR-06* and *MAG-1* are consistent with a mean sea-level located 8 ± 2 m below the present-day sea-level at about 7 300 years B.P. This date is consistent with that determined from a compilation of Holocene eustatic curves both for the Mediterranean sea and the global ocean, as reported on Figure 5.8B. Due to the topography of the RES, the transgressive tract may be recorded at extremely variable elevations ; thus the thickness of the overlying deposits may vary from place to place, as well as the age of the oldest lagoon deposits (figure 5.8A). Field data shows that, at about 6 000 years B.P., the sea had invaded the study area up to the present-day Mosson delta. Structural highs such as Maguelone Cathedral or Aresquiers formed peninsula or islands. The coastline was uneven and presented several gulfs and rocky headlands of Pliocene or Pleistocene material.

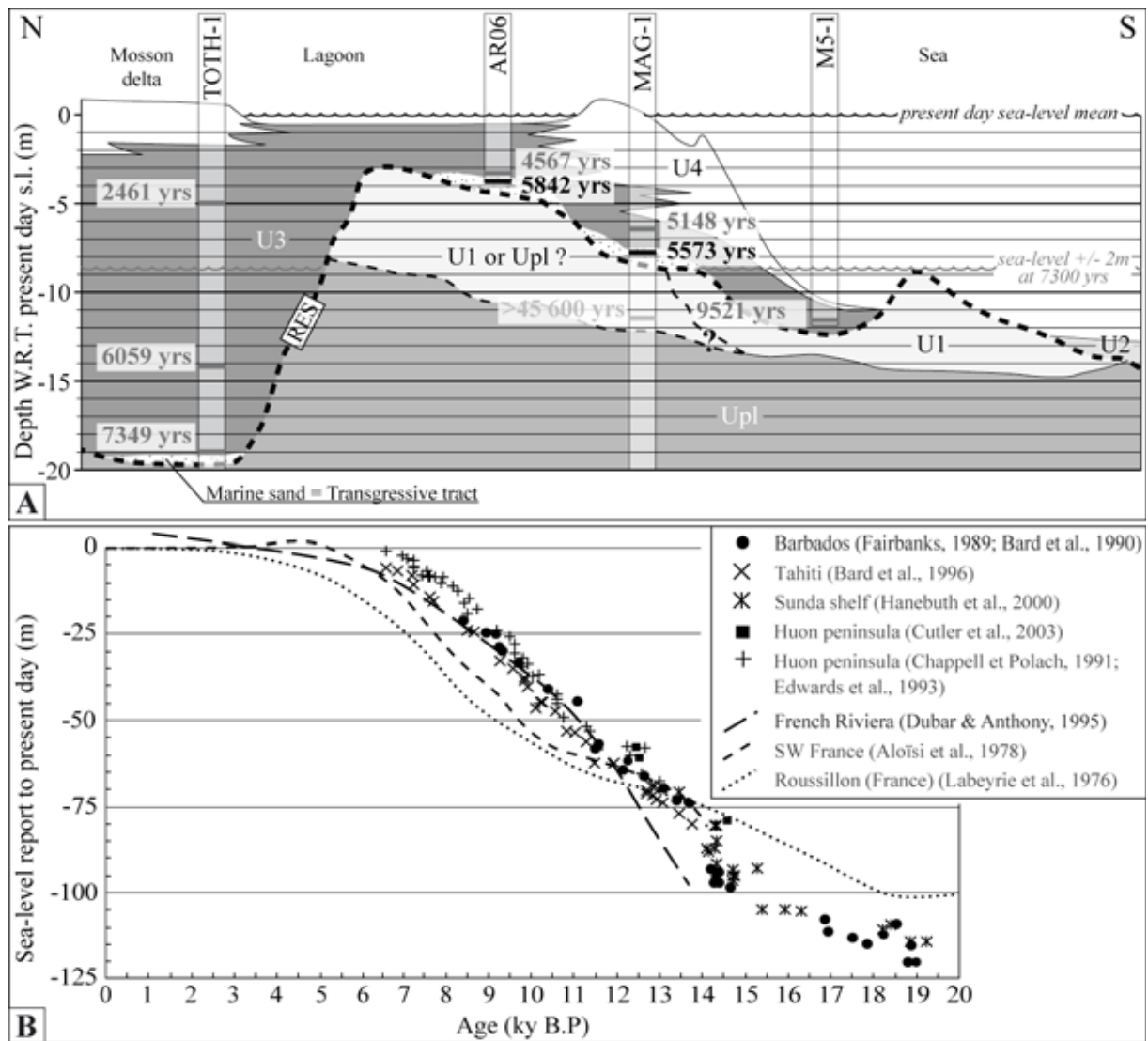


FIG. 4.8 – (A) Schematic representation of legs with position depth w.r.t. present-day sea-level of ^{14}C datations, in North-South section in Maguelone area. Datations in dark grey correspond to lagoonal deposits and in black to the transgressive tract. Dashed-line in bold corresponds to the RES. (B) Compilation of sea-level changes data showing the last deglacial evolution. The three dashed-lines correspond to Mediterranean sea-level studies. Others correspond to studies of global sea-level changes.

4.5.2 Unit U3 : no prograding sand barrier

Figure 5.9 was drawn from correlations and interpretation of VHR seismic profiles, cores and outcrops along a north-south representative section across the Arnel lagoon. The RES is highly undulating ; the thickness of unit U3 ranges from 0 to up to 20 m (figure 5.8A). However, the most striking feature is the lack of marine sand deposits in this unit. In this interpreted section, as well as in any other cross-shore correlated section, no sand barrier deposits were observed in unit U3, between the northern transgressive deposits at the northern edge of the present lagoons and the present coastline. The material within the lagoon cores, including AR06, M5-1, M5-2, MAG-1 or TOTH-1, as well as the seismic profile displaying

the internal architecture and the seismic facies of unit U3, argue for lagoonal deposits exclusively.

Dates of U3 in *TOTH-1* at 19 m, 14.20 m and 5 m depths yielded 7 349 \pm 126 years Cal. B.P., 6 059 \pm 150 years Cal. B.P. and 2 461 \pm 150 years Cal. B.P. respectively. The date on lagoonal deposits in *AR-06* at 3.67 m gave 4 567 \pm 167 years Cal. B.P. Dating of U3 in *MAG-1* at 6.3 m depth gave 5 148 \pm 184 years Cal. B.P. While lagoonal deposits in *M5-1* at 11.60 m yielded 9 521 \pm 486 years Cal. B.P., which is inconsistent with respect to the dates already presented. In fact, this date was performed on bulk organic sediment and indicates the oldest age possible. Finally, all these dates show that the lagoonal sedimentation began at least 7 349 \pm 126 years Cal. B.P., about 19 m below the present sea-level.

In map view, the lagoonal deposits extend from the northern edge of the present-day lagoons to about 1 km seaward of the present shoreline. This result is in contradiction with the basic assumptions that govern the formation of a coastal tract (Bellotti et al., 1995; Amorosi and Milli, 2001). Indeed, a coastal tract classically progrades seaward from the point reached by the maximum sea-level rise. According to classic models, a vertical section through this system should display 1) a prograding surface at the base, 2) shoreface deposits, 3) possible sand barrier deposits, and 4) lagoonal deposits at the top. In the system studied, there are no marine deposits observed on the landward end of the section and lagoonal deposits lie above the RES. The analysis of the architecture, the content and the ages of unit U3, demonstrate that a classical coastal tract did not form following the Holocene sea-level rise. However, as lagoon deposits are significant, the existence of a beach barrier seaward is mandatory to allow lagoonal deposit accumulation.

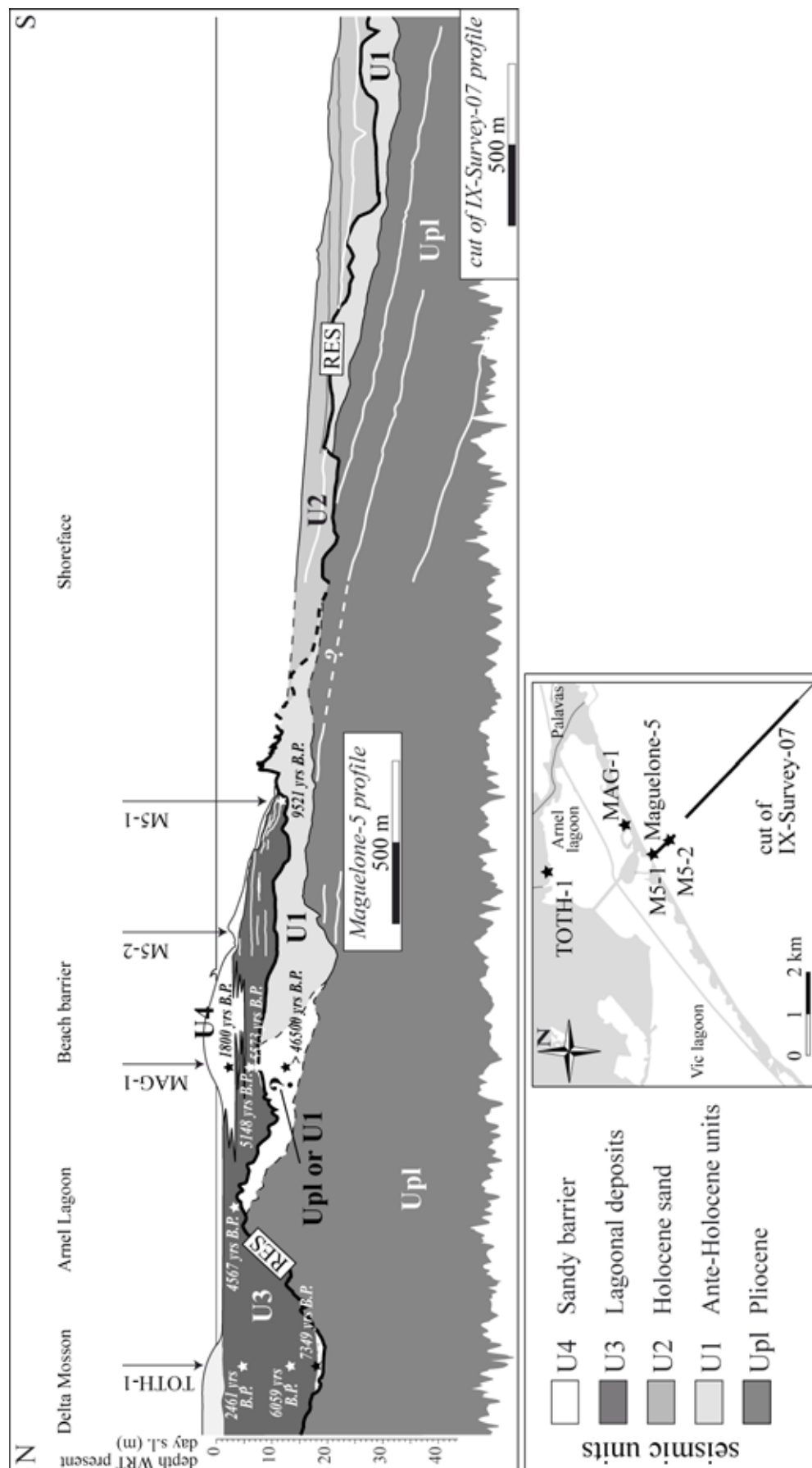


FIG. 4.9 – Land-sea interpreted section in Arnel lagoon and Maguelone area. This North-South section displays correlation of cores TOTH-1, AR06, MAG-1, M5-2 and M5-1 and seismic profiles Maguelone-5 and a cut of IX-

Survey-07. Location of cores is indicated by vertical arrows on the section. Depth w.r.t. present-day s.l. = Depth with respect to present-day sea-level.

4.5.3 Unit U2 : Holocene alongshore paleo sand spits

Description of unit U2 highlights the presence of three main sand bodies prograding on the RES. Their internal geometry (figures 5.7 and 5.10) gives evidence for a general progradation toward the south-west. The presence of clinoforms prograding to the north and of limited extension to the north and to the south, may argue either for mega-dune or fanlike geometry. The internal geometry of the prograding sets shows smooth to sub-planar erosional surfaces (IS1, IS2) that are not consistent with incised channel-like surfaces that usually occur in shallow-water fan deposits (Harvey and Mather, 2005). In addition, the seismic facies of unit U2 is mostly transparent and this argues for deposits comprising mainly sand. It does not argue for the existence of deposits made of silt and finer material, as might be expected in fan or coastal plain environments. As a consequence, interpretation of the prograding sets of the unit U2 as a shallow-water fan is not relevant.

The literature gives many examples of sand structures that form on the inner shelf or in coastal environments (Kenyon et al., 2002; Lonsdale and Malfait, 1974; Reynaud et al., 1999a, b; Lykousis, 2001; Todd, 2005) and that may result in the recording of prograding sets of various size. In these environments, ripples, megaripples, dunes and sandwaves construct rhythmic features of small to intermediate magnitude. Sandbanks belong to the largest elements of this family of bedforms (Dronkers, 2005). Sandbank typology includes members such as mega-dunes, bars and ridges (Dyer and Huntley, 1999). In many cases, the formation of a sand feature results from intrinsic seabed instabilities (Nielsen, 1800). However, sandbanks are known to be related to pre-existing morphologies such as topographic highs or troughs or mean slope variations (Dronkers, 2005). In this study, sections oriented along main progradation direction show the prograding sets of unit U2 with regular and well-expressed sigmoids that overlie the undulating RES. In sections perpendicular to the main progradation, unit U2 shows smooth and scarce erosional surfaces. If such prograding sets were mega-dunes, the internal geometry observed in a profile perpendicular to the main progradation should display significant stacked festoon bedding. The lack of such geometry demonstrates that the prograding sets of unit U2 may not be interpreted as 3D mega-dunes strictly.

Tidal ridges or tidal sandbanks are tens of kilometre long and decametre high straight ridges that develop on the continental shelf where tide-driven currents are emphasized (Lonsdale and Malfait, 1974; Reynaud et al., 1999a, b; Lykousis, 2001; Kenyon et al., 2002; Lofi et al., *ress*). None of these tide-

induced features display characteristics similar to the large ones observed in the unit U2. Moreover, no change in regional morphology occurred during Holocene ; as a consequence, the paleo-coastal system studied may have been exposed to very low tides, similar to those observed today. Significant tidally-driven features may not have developed under these conditions. Moreover, the largest tide-induced ridges are usually observed in intermediate water depths of the continental shelf. The position of the prograding sets of unit U2, with respect to the paleo-coast, shows that they were formed in shallow water (10 to 15 m depth). However, smaller tidal ridges may occur close to the coastline, in tidal embayments (Mallet et al., 186) or at the seaward side of tidal inlets (Short, 1999) where they form ebb-tidal deltas. But their size is much smaller than that of features described in unit U2.

Some sandbanks, termed shoreface-connected ridges, correspond to features that develop seaward from high points connected to the coast (Dronkers, 2005). They are large ridges ; prograding down-drift, and usually extend upward to the inner shelf, seaward of the breaker zone. Likewise, headland-associated banks are elongated banks a few km-long, that are formed in the vicinity of headlands on fairly steep sloping coastline (Dronkers, 2005), that occur in shallow water and prograde downdrift. Basically, shoreface-connected ridges and headland-associated banks are sand spits oriented alongshore, that may be either submergent or partly emergent. Present-day examples of such features, described in Simeoni et al. (2007), are consistent with the geometry and the position with respect to the coast of prograding sets of unit U2. However, the morphologic discrepancies between shoreface-connected ridges or headland-associated banks at geological time scale cannot be determined from geological record, and one may consider that unit U2 is formed with undifferentiated alongshore sand spits prograding down-drift.

We thus interpret the prograding sets of unit U2 as sand spits oriented alongshore. Their presence demonstrates that the littoral zone to the west of the Rhône delta has been subjected to a long-lasting mean westward drift during the last 6 000 years B.P.

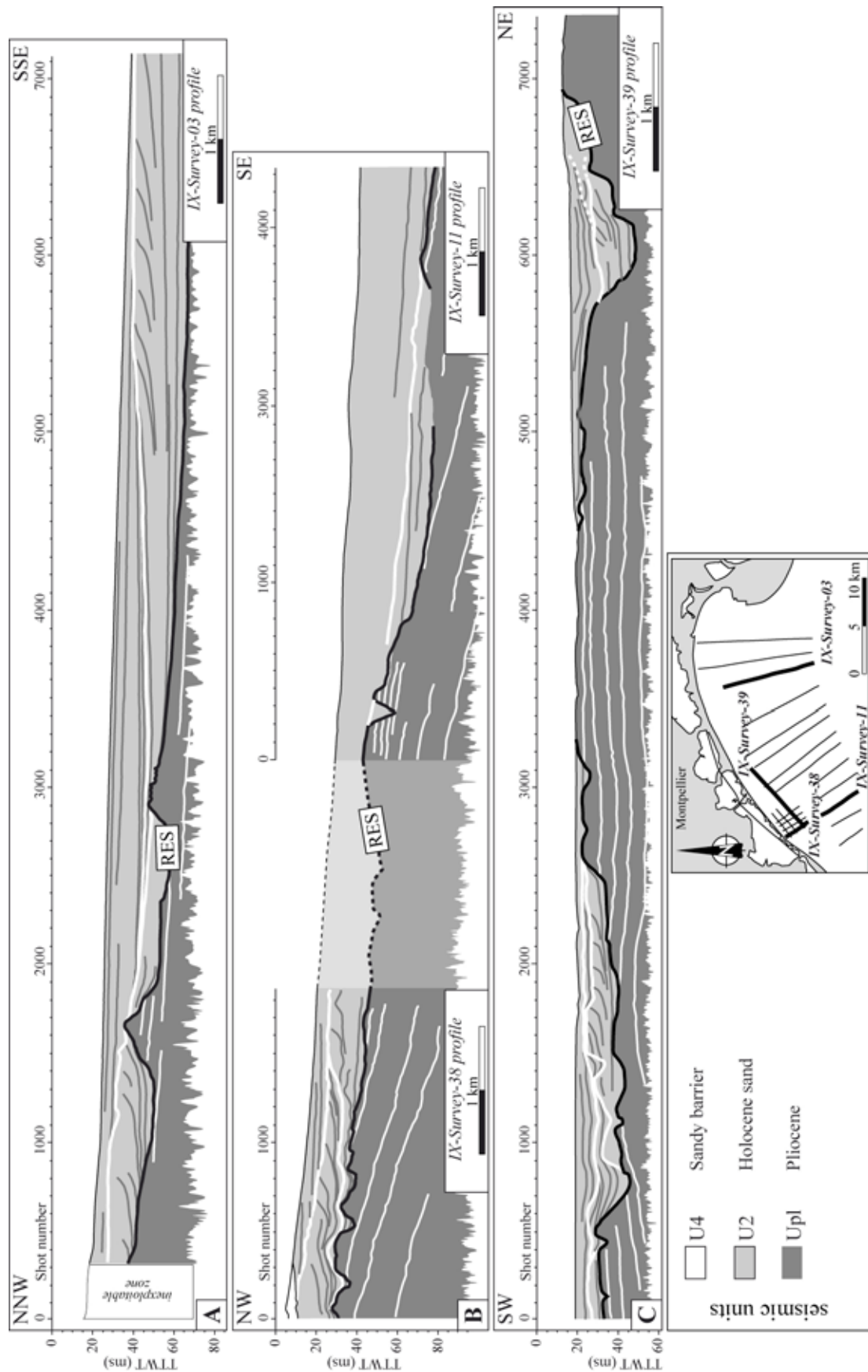


FIG. 4.10 – Interpreted VHR seismic profiles IX-Survey-03 (A), IX-Survey-38 coupled with IX-Survey-11 (B) and IX-Survey-39 (C), showing geometry of Holocene sand body (unit U2). RES corresponds to the progradation surface of Holocene sand spits.

4.6 Discussion

4.6.1 Holocene evolution of the Maguelone shore

Before the last deglacial eustatic rise (figure 5.8), the Maguelone shore was located entirely onshore, and was characterized by an uneven topography termed RES in this paper (figure 5.11). This morphology is evidence for pre-Holocene erosion / deposition phases controlled by Pleistocene glacio-eustatic cycles. More specifically, the hinterland has been drained by small coastal watersheds that support the deposition of insignificant volumetrically continental slope sediments, and rivers such as the Mosson and Lez have incised valleys (figure 5.11). During the Holocene, while sea-level rose, it invaded this topography and delineated successive uneven shorelines that migrates northward. Inherited topographic troughs and highs form coastal gulfs and rocky capes such as the Aresquiers or Maguelone plateaus (figure 5.1). Locally, inherited Pleistocene incisions may form rias.

The Holocene transgression is recorded by the deposition of thin and discontinuous marine sand intervals. On this transgressive tract, lagoonal sedimentation occurs during the last stages of the transgression. Early lagoonal deposits are dated in *TOTH-1* at $7\,349 \pm 126$ years Cal. B.P. (figure 5.4), and deposited in the deeper parts of the inherited incisions formed by the Lez river.

Analysis of unit U3 demonstrates that the Maguelone shore does not record the expected formation of a well-expressed coastal sand barrier that would have progressively prograded seaward from the north-westernmost location of the coastline, during the highstand phase. Rather, lagoonal sediments of unit U3 are thick with a widespread extent over the Maguelone shore, suggesting the existence of a pre-existing natural barrier located seaward, sheltering the lagoon from storms and waves. Based on the analysis of reflection geometry within U2, we suggest that the closure of a protected domain by a mechanism distinct from the classical seaward progradation can account for the formation of lagoons. Basically, the closure is driven by the alongshore drift (figure 5.11). Sand supply from the Rhône River to the east is transported to the Maguelone shore by a westward drift. This sediment flow corresponds to the construction of alongshore-oriented sand spits (that of unit U2) prograding southwestward from inherited capes or topographic highs. Closure of lagoons occurs with partial or full emersion of sand spits, seaward of the present-day coastline, around 7 500 years B.P. As they prograde alongshore, the sand spits grow and form significant natural barriers from one topographic high to the next. Finally, the protected basins enclose topographic depressions delineating metre to decametre deep and kilometre-wide lagoons. Eventually they become protected enough from the action of the open sea that these small basins behind the sand spits record lagoonal sedimentation.

As basins are being filled with lagoon sediments, the coastline continues to migrate landward. This displacement is induced by wave erosion of the barrier beach and transport toward the lagoon by the overwash mechanism (Honeycutt and Krantz, 2002; Buynevich et al., 2004; Certain et al., 2005b, a; Buynevich et al., 2007; Sabatier et al., 2008). This results in retrogradation of the sand barrier onto previously deposited lagoonal deposits and the subsequent construction of unit U4 (figure 5.9). Datings of sand on the present-day sand barrier, shows that its modern position was reached around 2 000 years B.P. Today, displacements of the coastline may correspond to autocyclic high frequency hydrodynamical phenomena (Certain et al., 2005b).

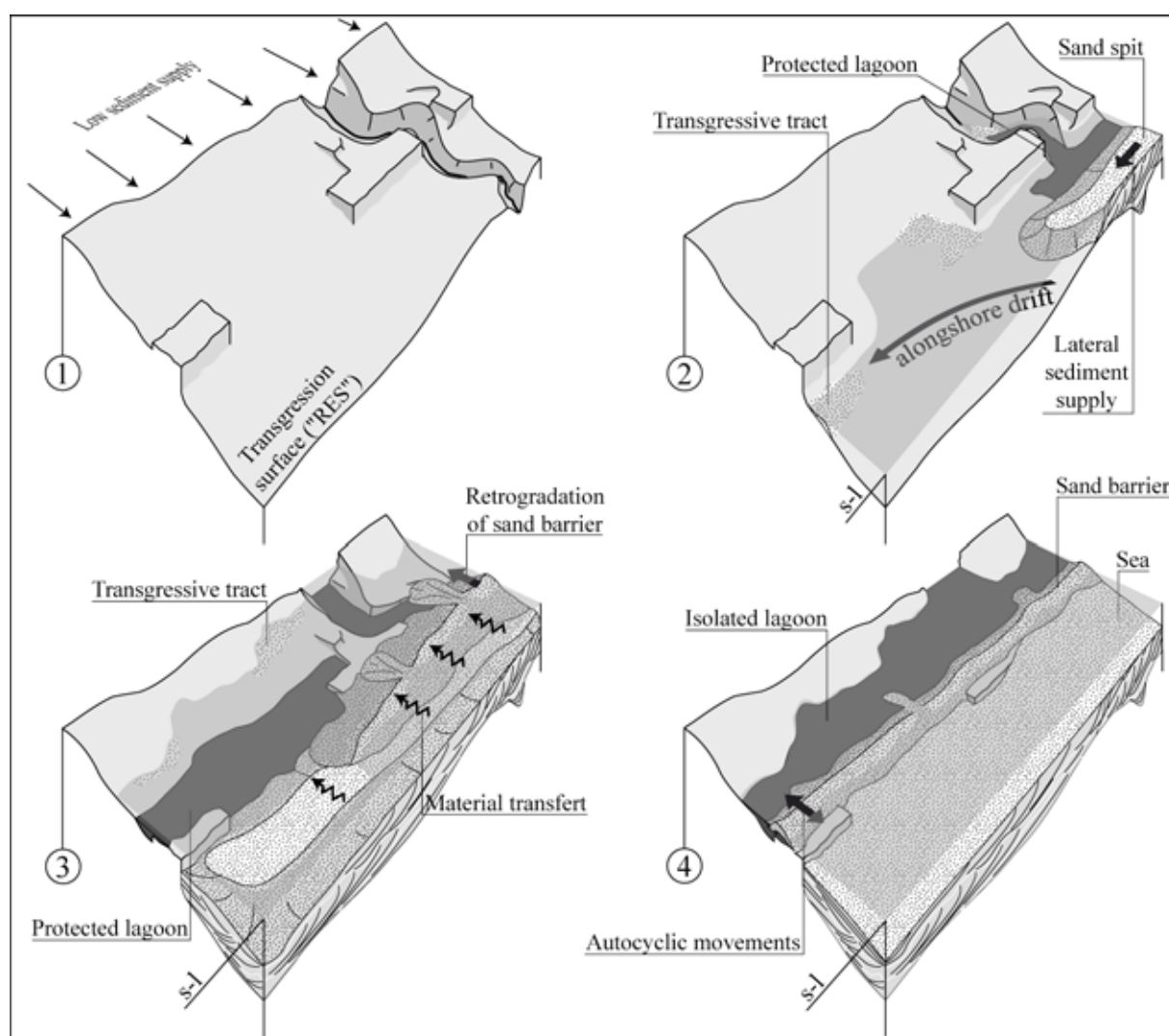


FIG. 4.11 – Conceptual model of wave-dominated coastal system controlled by the alongshore progradation of sand spits. This model highlights the influence of alongshore drift, distance from significant source of sediment and inherited coastal morphology.

4.6.2 Model of wave-dominated coastal system controlled by alongshore drift

In this paper, long-term deposition in the Gulf of Aigues-Mortes results from the westward dispersion and transfer of sediments from the Rhône River delta. In this case, alongshore drift is fundamental for the construction of the coastal tract. At a geological scale, the geometry of the coastal tract from the flood plain to the shoreface can not be analysed with a cross-shore sequence stratigraphy model. Traditional sequence stratigraphy methods might not be fully relevant and need to be adapted to introduce alongshore hydrodynamical processes.

Coastal dynamics result from processes at different time scales. Wave features, storm surge, wave run-up, infragravity, wave/current interactions and sand bar morphodynamics drive the short-term and high-frequency dynamics (Van Lancker et al., 2004; Sabatier et al., 2008). Sea-level changes, inherited morphologic features, mean angle of incidence of waves and inferred hydrodynamics as well as variations in sediment supply control the long-term dynamics of the coastal zone. To the geological time scale, the classical geometry of coastal tracts is controlled by three long-term parameters : eustacy, subsidence and mean sediment supply (Posamentier and Allen, 1993). In this study, is shown that the geometry of a coastal tract system was strongly influenced by a significant alongshore drift and alongshore variations in sediment supply from rivers. A model for the formation of coastal tract controlled by alongshore drift may be derived from this (figure 4.12).

For a given relative sea-level, sediment fluxes along the coast strongly depend on : 1) the position of river mouths, 2) the rate of sediment supply from rivers, and 3) the characteristics of the littoral drift (Kraft et al., 1987; Certain et al., 2005a; Silva et al., 2007; Zviely et al., 2007; Patsch and Griggs, 2008). At any point along the coast, these parameters determine the balance between direct continental supply from river mouths and distal alongshore sediment fluxes. This balance controls the relationship between erosion, by-pass, deposition and preservation of sediment. Consequently, it controls the main features of the coastal tracts. A coastal zone with a low sediment supply from river mouth is characterized by a very poor preservation of sedimentary units. Deposits are discontinuous and numerous amalgamated erosional surfaces develop. The other end-member is a coastal zone characterized by a significant continental sediment flux from river mouths. In this case, deposits correspond to fans formed by numerous thick sequences deposited in subsiding zones (Boyer et al., 2005). Finally, coastal zones where the direct continental sediment supply is lower than distal alongshore sediment supply result in generation of peculiar features such as those described in this paper : 1) lack of well-expressed progradation, 2) presence of large alongshore-oriented sand spits, and 3) significant control of the inherited topography on the formation of the coastal tract.

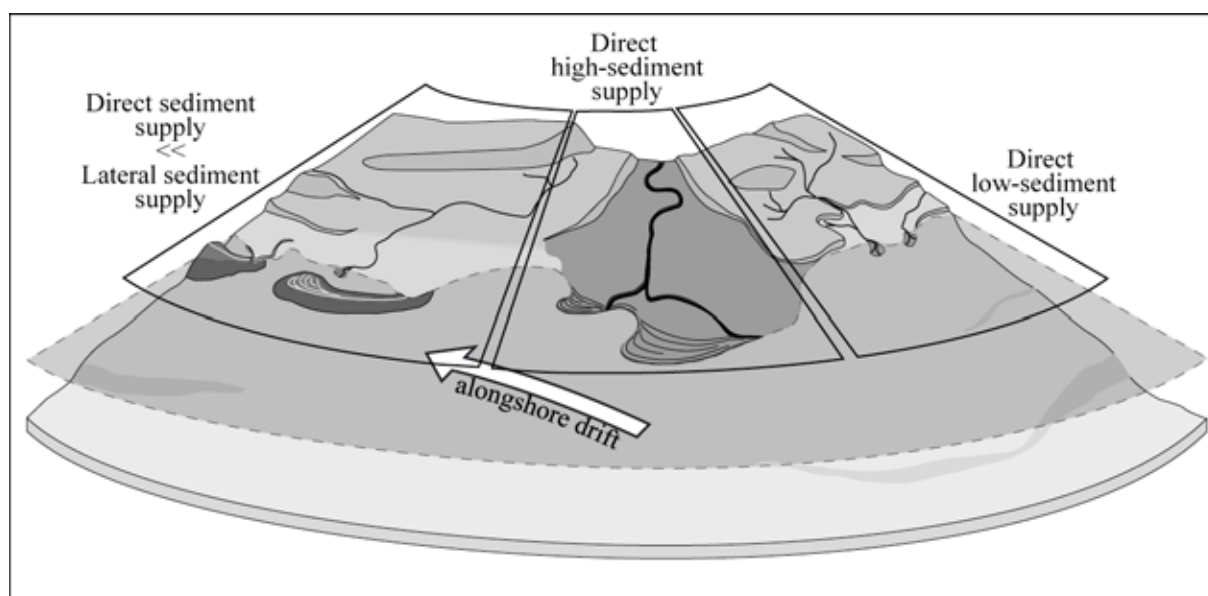


FIG. 4.12 – *Conceptual model of balance between direct continental and distal alongshore sediment supply. These balance depend on the position and the rate of sediment supply from rivers as well as the features of the littoral drift.*

4.7 Conclusion

This study utilizes to a detailed analysis of VHR seismic and coring of coastal system tracts, combining various seismic devices and methods to cover the full littoral zone. These new data have revealed the three-dimensional architecture of the Maguelone segment, in the northwesternmost Mediterranean Sea. From this reconstruction, the sedimentary dynamics from Late Quaternary to present-day have been determined. In the Maguelone shore, a low-sediment supply from fluvial systems and a system tracts architecture involving an alongshore lateral closure model of lagoonal environment, the alongshore dynamics dominantes the resultant system geometry. Sandy supply by the Rhône River to the east is transported to Maguelone shore by westward coastal drift, and constitutes alongshore-oriented sand spits prograding toward the south-west. Closure of lagoons occurs with partial or full emergence of sand spits on their seaward margins, around 7 500 years B.P., during the last stages of eustatic rise and until the stabilization of present-day sea-level. Furthermore, this work shows that 1) a record of significant Pleistocene erosion phases due to glacio-eustatic cycles exists below the present-day coastal system ; 2) in such a context, the formation of the Holocene coastal system strongly depends on the inherited paleo-topography.

The geometry of coastal system tracts depends on the balance of various processes. In the short-term, evolution of the coastal morphology is controlled by effects of waves and currents. Yet, in the long-term, this morphology is determined by processes such as sea-level changes or sediment supply. Usually,

the geometry of system tracts from the flood plain to the shoreface, controlled by all these processes, is analysed through 2D sequence stratigraphy cross-shore models. However, our model shows that it is essential to consider the margin alongshore dynamics. This dynamics are controlled by alongshore hydrodynamics, location and rate of sediment supply on margin and the inherited topography.

4.8 Acknowledgements

This work has been funded by GDR MARGES, European project BEACHMED-E NAUSICAA and GESA (BMe-3S0155R-2.2) and PROGELAC (ATIP CNRS). We are grateful to DRE Languedoc-Roussillon and Région Languedoc-Roussillon for funding GLADYS (<http://www.gladyslittoral.org>). We are grateful to EID-Mediterrane and CG34 for having provided us with topobathymetric data and technical facilities. We are grateful to Laboratoire de Mesure 14C (LMC14) at the CEA institute in Saclay (Atomic Energy Commission) for the radiocarbon analyses, in the framework of the proposals ARTEMIS and ARMILIT, as well as in the framework of the ANR project ECLICA.

4.9 References

- Akima, H. (1979). A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. ACM*, 17(4) :589–602.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guérangès-Lozes, J., and Ambert, P. (2003). *Notice explicative, Carte Géologique de France (1/250 000), feuille Montpellier (38)*. BRGM, Orléans.
- Amorosi, A., Centineo, M. C., Colalongo, M. L., and Fiorini, F. (2005). Millennial-scale depositional cycles from the holocene of the po plain, italy. *Marine Geology*, 222-223 :7–18.
- Amorosi, A. and Milli, S. (2001). Late quaternary depositional architecture of po and tevere river deltas (italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology*, 144(3-4) :357–375.
- Barusseau, J., Akouango, E., Bâ, M., Descamps, C., and Golf, A. (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews*, 15 :763–771.
- Bellotti, P., Milli, S., Tortora, P., and Valeri, P. (1995). Physical stratigraphy and sedimentology of the late pleistocene-holocene tiber delta depositional sequence. *Sedimentology*, 42(4) :617–634.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M., Dennielou, B., and Taviani, M. (2007). Late glacial to preboreal sea-level rise recorded by the rhône deltaic system (nw mediterranean). *Marine Geology*, 245 :65–88.

- Boyer, J., Duvail, C., Le Strat, P., Gensous, G., and Tesson, M. (2005). High resolution stratigraphy and evolution of the rhône delta plain during postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, 222-223 :267–298.
- Buynevich, I. V., Nichol, S. L., and Asp, N. E. (2004). Sedimentary records of intense storms in holocene barrier sequences, maine, usa. *Marine Geology*, 210 :135–148.
- Buynevich, I. V., Nichol, S. L., and Asp, N. E. (2007). Storm-dominated barrier emplacement over irregular glacial topography, buzzards bay, massachusetts. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 39(1) :70.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., and Pinazo, C. (2005a). Wave transformation on a microtidal barred beach (sète, france). *Journal of Marine Systems*, 38 :19–34.
- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J.-P., Courpa, T., and Pauca, H. (2005b). Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. the case of the western gulf of lions littoral prism (france) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22 :889–900.
- Clauzon, G. (1990). Reconstitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du roussillon et de l'unité adjacente des corbières d'après les données éco-stratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie Continentale*, XVII :125–155.
- Clauzon, G., Aguilar, J., and Michaux, J. (1987). The pliocene roussillon basin (eastern pyrenees, france) : a geodynamic evolution case of a mediterranean ria following the messinian salinity crisis. *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, 304(11) :585–590.
- Cohen, J. and Stockwell, J. J. (2001). Cwp/su : Seismic unix release no. : an open source software package for seismic research and processing. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*.
- Dronkers, J. (2005). *Dynamics of coastal systems. Advanced serie on ocean Engineering*, volume 25. World Scientific.
- Duvail, C., Gorinib, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., and Tadeu dos Reise, A. (2005). Correlation between onshore and offshore pliocene-quaternary systems tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, france). *Marine and Petroleum Geology*, 22 :747–756.
- Duvail, C., Le Strat, P., and Bourguine, B. (2001). Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du roussillon (pyrénées-orientales). *Rapport n°RP-51197-FR, BRGM*.
- Dyer, K. R. and Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19 :1285–1330.

- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., and Violenti, D. (1994). Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318 :1103–1109.
- Harvey, A. M. and Mather, A. E. (2005). Alluvial fans ; geomorphology, sedimentology, dynamics ; introduction ; a review of alluvial-fan research. *Geological Society Special Publications*, 251 :1–7.
- Honeycutt, M. and Krantz, D. (2002). Shoreline change along delaware’s atlantic coast : Analyses of spatial variability and erosion-forecast uncertainty. *Shoreline Change Conference Proceedings*.
- Hsü, K., Cita, M., and Ryan, W. (1973). Origin of the mediterranean evaporites. In : Ryan, W. B. F, Hsü, K. J., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office, Washington, DC*, 13 :1203–1231.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. (2004). Marine04 : Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr bp. *Radiocarbon*, 46 :1059–1086.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M. A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Taviani, M. (2006). Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the last glacial maximum (gulf of lions, nw mediterranean). *Marine Geology*, 234 :21–42.
- Kenyon, N. H., Akhmetzhanov, D. C., and Twichell, D. C. (2002). Sand wave fields beneath the loop current, gulf of mexico : reworking of fan sands. *Marine Geology*, 192 :297–307.
- Kraft, J., Chrzastowski, M., Belknap, D., Toscano, M., and Fletcher, C. (1987). The transgressive barrier-lagoon coast of delaware : morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea-level. In *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, ed. D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard, *SEPM Special Publication*, 41 :129–143.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., and Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis. *Nature*, 400 :652–655.
- Lofi, J. (2002). La crise de salinité messinienne : incidences directes et différées sur l’évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. *Ph.D. Thesis, Lille University I, France, unpublished*.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A., Mountain, G., Ryan, W. B., Steckler, M., and Fouchet, C. (2003). Plio-quaternary prograding clinoform wedges of the western gulf of lion continental margin (nw mediterranean) after the messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 198(3-4) :289–317.

- Lofi, J., Vagner, P., Berné, S., Weber, O., and Liu, Z. (in-press). Tidal sand ridges on the east china sea shelf : evidences for recent activity under modern sea level conditions. *Continental Shelf Research*.
- Lonsdale, P. and Malfait, B. (1974). Abyssal dunes of foraminiferal sand on the canergie ridge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85 :1697–1712.
- Lykousis, V. (2001). Subaqueous bedforms on the cyclades plateau (ne mediterranean) - evidence of cretan deep water formation. *Continental Shelf Research*, 21 :495–507.
- Mallet, C., Howa, H. L., Garlan, T., Sottoliccio, A., and Le Hir, P. (77-186). Residual transport model in correlation with sedimentary dynamics over an elongate tidal sandbar in the gironde estuary (southwestern france). *Journal of Sedimentary Research*, 70 :1005–1016.
- Mitchum, R. J. and Vail, P. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In : Payton, C. E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa*, 26 :135–144.
- Nielsen, P. (1800). Coastal bottom boundary layers and sediment transport. advanced series on ocean engineering. *World Scientific*, page 325.
- Patsch, K. and Griggs, G. (2008). A sand budget for the santa barbara littoral cell, california. *Marine Geology*, 252 :50–61.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., and Walter, A. V. (2002). Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (rhône river, france). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(1) :1–180.
- Posamentier, H., Allen, G., James, D. P., and Tesson, M. (1992). Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76 :1687–1709.
- Posamentier, H. W. and Allen, G. P. (1993). Variability of the sequence stratigraphic model ; effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86(1-2) :91–109.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., and Joseph, P. (2006). Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during glacial maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252 :119–137.
- Regnaud, H., Pirazzoli, P. A., Morvan, G., and Ruz, M. (2004). Impacts of storms and evolution of the coastline in western france. *Marine Geology*, 210(1-4) :325–337.

- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Berné, S., Chamley, H., and Debatist, M. (1999a). Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the western channel approaches. *Marine Geology*, 161 :339–359.
- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Dalrymple, R., Marssets, T., Debatist, M., Bourillet, J. F., and Lericolais, G. (1999b). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of deep shelf sand bank (celtis sea). *Sedimentology*, 46 :703–721.
- Rossi, G. and Blivi, A. (1996). From the model to real evolution : The littoral management of the benin gulf. *Conference on Coastal Change, BORDOMER-95. Proceedings jointly organized by the Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO and BORDOMER Organization, France. Bordeaux, France*, 105 :307–316.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., and Blanchemanche, P. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (hérault, south of france). *Marine Geology*, 251 :224–232.
- Short, A. (1999). *Beach and Shoreface Morphodynamics*. Publisher Wiley.
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., and Bassinot, F. (2000). Radio-carbon reservoir ages in the mediterranean sea and in black sea. *Radiocarbon*, 42 :271–280.
- Silva, A., Taborda, R., Rodrigues, A., Duarte, J., and Cascalho, J. (2007). Longshore drift estimation using fluorescent tracers : New insights from an experiment at comporta beach, portugal. *Marine Geology*, 240 :137–150.
- Simeoni, U., Fontolan, G., Tessari, U., and Corbau, C. (2007). Domains of spit evolution in the goro area, po delta, italy. *Geomorphology*, 86 :332–348.
- Tesson, M. and Allen, G. (1995). Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l’architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. exemple du golfe du lion (méditerranée, france) et des dépôts quaternaires. *C. R. Acad. Sci. Paris- série IIa*, 320 :39–46.
- Tesson, M. and Gensous, B. (1998). L’enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin nord-méditerranéen. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / earth & planetary Sciences*, 326 :121–127.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G., and Ravenne, C. (1990). Late quaternary deltaic lowstand wedges on the rhône continental shelf france. *Marine Geology*, 91 :325–332.
- Todd, B. J. (2005). Morphology and composition of submarine barchan dunes on the scotian shelf, canadian atlantic margin. *Geomorphology*, 67 :487–500.

- Van Lancker, V., Lanckneus, J., Hearn, S., Hoekstra, P., Levoy, F., Miles, J., Moerkerke, G., Monfort, O., and Whitehouse, R. (2004). Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment transport pathways at teignmouth (uk). *Continental Shelf Research*, 24 :1171–1202.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans, ed. American Geophysical Union*, 79 :579.
- Zazo, C., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P. G., Bardaji, T., Mercier, N., Borja, F., and Roquero, E. (2008). The last 15ka of environmental change in mediterranean regions - interpreting different archives. *Quaternary International*, 181 :72–87.
- Zoppi, U., Albani, A., Ammerman, A., Hua, Q., Lawson, E., and Serandrei Barbero, R. (2001). Preliminary estimate of the reservoir age in the lagoon of venice. *Radiocarbon*, 43 :489–494.
- Zviely, D., Kit, E., and Klein, M. (2007). Longshore sand transport estimates along the mediterranean coast of israel in the holocene. *Marine Geology*, 238 :61–73.

Chapitre 5

Morphologie héritée et eustatisme

L'étude du littoral lagunaire palavasien a permis de mettre en évidence la formation de vallées incisées au cours des cycles glacio-eustatiques pléistocènes. L'enregistrement sédimentaire témoigne du contrôle de cette morphologie héritée sur la mise en place et l'évolution de l'environnement lagunaire au cours de la transgression post-glaciaire.

Ces travaux ont permis de déterminer l'évolution des cortèges sédimentaires de la fin de la transgression à l'actuel. On montre que le segment de Maguelone (littoral au Sud de Montpellier) est caractérisé par la formation de lagunes précoces dans les vallées incisées. Le remplissage de ces vallées est en accord avec le modèle classique d'évolution des vallées incisées (voir *Chapitre 2* ; Zaitlin et al., 1994) et permet de définir les forçages qui contrôlent le littoral au cours de la transgression Holocène.

De plus, Les lagunes ont enregistré le passage d'un environnement de lagunes protégées à lagunes isolées. Ces deux stades de l'évolution lagunaire correspondent à différents environnements de dépôt mis en évidence par l'analyse du faciès sédimentaire et de la faune (Sabatier et al., tted).

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication soumise à un numéro spécial *vallées incisées et lagunes de France* du Bulletin de la Société Géologique de France : ***Holocene evolution of languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lions, France)***.

Les profils sismiques qui illustrent ce chapitre sont reportés en **Annexe A**.

Holocene evolution of languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lions, France)

Olivier Raynal^{a*}, Frédéric Bouchette^{a,d}, Raphaël Certain^b, Michel Séranne^a, Pierre Sabatier^a, Johanna Lofi^a, Laurent Dezileau^a, Louis Briquieu^a, Pierre Ferrer^b, Thierry Courp^b, Bernadette Tessier^c

^a *GEOSCIENCES-Montpellier, Université Montpellier II, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France*

^b *IMAGES, Université de Perpignan, 52 av. de Villeneuve, 66 860 Perpignan cedex, France*

^c *UMR CNRS 6143, Morphodynamique continentale et côtière, Université de Caen, 2-4 rue des Tilleuls, 14 000 Caen, France*

^d *Now at Institute of Applied Mathematics and Modelling of Montpellier, Université Montpellier II, cc 51, Place Eugène Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France*

* Corresponding author. Present adress : GEOSCIENCES-M, Université Montpellier II, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34 095 Montpellier cedex 5, France.

Tel. : +33 4 67 14 42 93

E-mail adress : Olivier.Raynal@gm.univ-montp2.fr

Abstract

The Maguelone shore extends along the northern coast of the Gulf of Lions margin, West of the Rhône delta and East of some high gradient coastal streams that have been providing most of the clastic sediments to the Gulf of Lions margin since early Miocene. This 10 km wide area comprises an onshore small coastal watershed (15 km long) in low-lying carbonate hills, kilometre-wide marsh, and sandy beach and shoreface featuring local low sedimentation. This coastal zone exhibits evolution controlled by incised valleys morphology under the influence of rivers and microtidal wave/current hydrodynamics during an eustatic cycle. Analysis of about 250 km of VHR seismic profiles, tens of cores and outcrops data allowed us to determine the evolution of the Maguelone coastal system from Late-Quaternary to present-day. This paper highlights dominant denudation processes in the upstream catchments associated to the formation of incised valley seaward during Quaternary and hydrodynamics control of lagoonal environment evolution since the last transgression. In particular, the Maguelone shore is characterized by formation of "lagoonal rias" and records evolution from protected lagoon to isolated lagoon environment. These two stages of lagoon evolution correspond to different energy deposit environments. Lagoonal facies succession gives evidence of early hydrodynamics change controlled by the sand barrier formation, around 7 500 years B.P. Comparison of this dynamical information and fauna analysis of lagoonal deposits shows a different chronology evolution of Maguelone coastal system.

keywords : lagoonal environment ; wave-driven littoral ; transgression ; post-glacial deposits ; Gulf of Lions ; Holocene ; incised valley.

5.1 Introduction

The littoral zones are a key to understand influence of climatic cycles on sedimentary architecture and continental morphology. Stratigraphic study of these areas allows to develop interpretation tools of eustasy, erosion rate and indirectly paleo-climate. More precisely, a lot of studies take an interest in incised valleys which correspond to privileged areas of sedimentation record during sea-level rise (Dalrymple et al., 1994; Chaumillon et al., 2008). Incised valley filling shows the effects of continental influence and of wave/current hydrodynamics.

The littoral of Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea) is characterized mainly by lagoons separated from the sea by emerged sand barriers that result from a process of shore construction by waves and currents in a microtidal environment (Barusseau et al., 1996; Certain et al., 2005a). The Maguelone shore extends along this margin between the Rhône delta to the East and high gradient coastal streams to the West. One striking feature of the Maguelone shore is the fact that a mosaic of numerous geological outcrops of rocks ranging in age from Late Pliocene to Holocene co-occurs onshore in a 10 kilometres wide (Alabouvette et al., 2003).

very high resolution seismic profile analyses together with short cores and outcrop data allow to determine evolution of the coastal system tract from Late Quaternary to present-day. In particular, this paper highlights the existence of incised valleys and importance of this inheritance on the Holocene sediment dynamics. Thus, observation of the Holocene highstand tract gives evidence of deposit environment change controlled by sea-level and hydrodynamics.

5.2 general setting

The area studied, termed the Maguelone shore, is a 10 kilometre-long littoral area located, along the Languedocian shore in the Gulf of Lions, closed to Montpellier city (figure 5.1). This area comprises an onshore small coastal watershed in low-lying carbonate hills and numerous outcrops of rocks ranging from Pliocene to Holocene in age (Alabouvette et al., 2003). There are two main coastal rivers (15 km long) named the Mosson and the Lez.

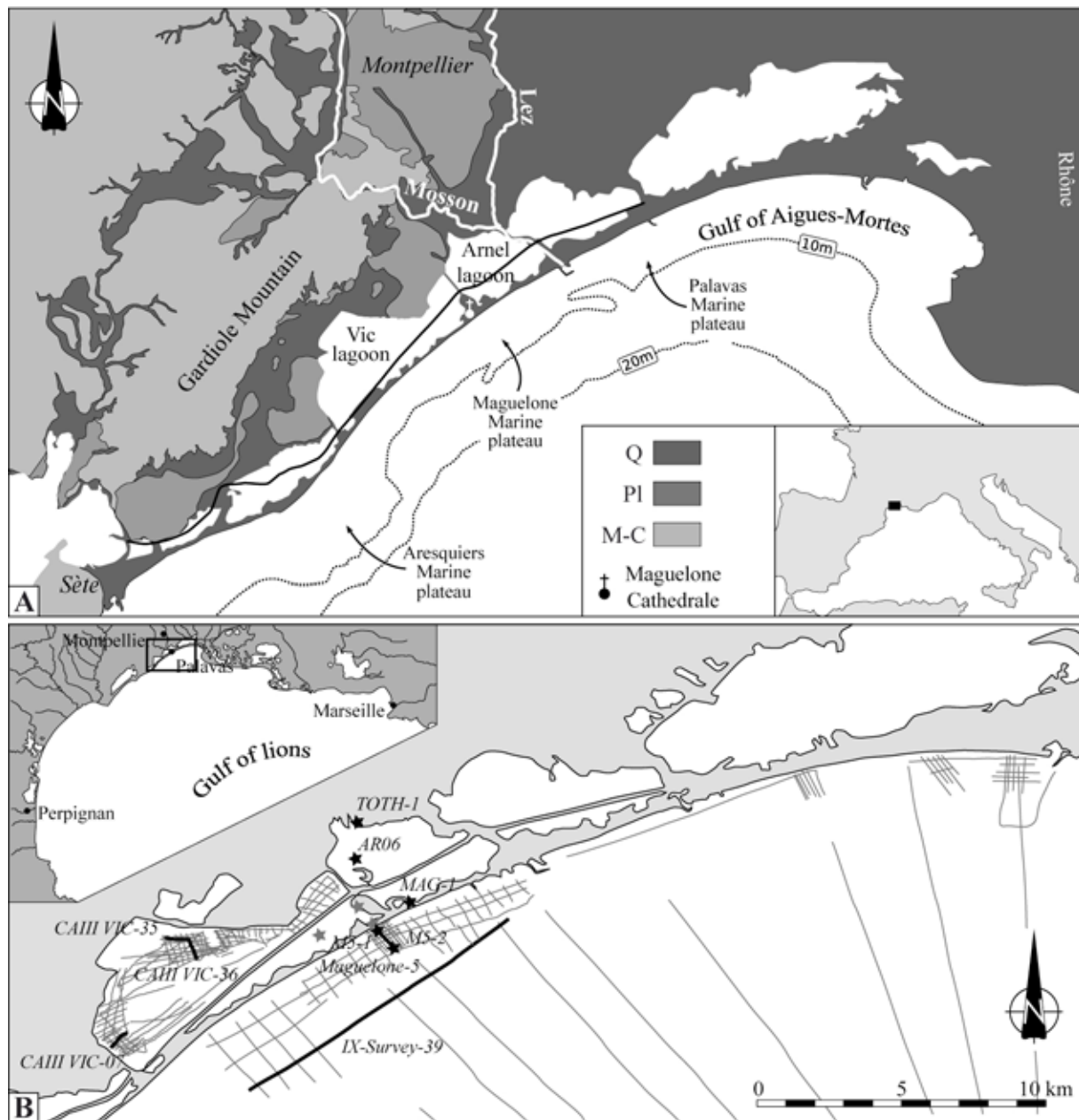


FIG. 5.1 – (A) Simplified geological map of the study area. Bathymetric data were processed using an Akima interpolation method (Akima, 1979) with GMT (Wessel and Smith, 1998). Geological data corresponds to the BRGM geological maps of Sète and Montpellier. M-C. Mesozoic to Cenozoic formations. Pl. Pliocene. Q. Quaternary. (B) Location map of data showing the location of the VHR seismic profiles and cores. The heavy lines refer to the illustrations cited in the text. Stars show core location.

The Maguelone shore corresponds to a wave-driven littoral characterized by numerous kilometre-wide marshes isolated from the open sea by a beach barrier. Within the Maguelone shore, shoreface corresponds to alternation of present-day sand and plateaus that correspond to continental, lacustrine or marine formations Pliocene in age, and continental conglomeratic series Pleistocene in age (Alabouvette et al., 2003). The lagoons have been partially filled and are less than 1 metre deep at present-day. In the

Gulf of Lions, Pliocene begins with the flooding of the Mediterranean basin at the end of the Messinian salinity crisis (Hsü et al., 1973), termed the Zanclean transgression. Messinian canyons formed during fall of sea-level that started around 5-6 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999; Lofi, 2002). They were flooded and formed the Early Pliocene rias. Several studies show that the sedimentary filling of incised valleys correspond to Gilbert delta (Clauzon et al., 1987; Clauzon, 1990; Duvail et al., 2005). At the top of these deposits, prograding sedimentary wedges have quickly migrated seaward and covered the Messinian erosion surface. Based on industrial seismic profile analysis, Lofi et al. (2003) propose a model of three distinct prograding wedges Early Pliocene, Middle Pliocene and Late Pliocene/Quaternary in age. The most recent wedge is more than 1 000 metre thick on the outer-shelf. At a higher resolution, the upper part of this wedge contains several regional scale prograding units, separated by erosion surfaces (Tesson et al., 1990; Tesson and Gensous, 1998; Rabineau et al., 2006). These units were interpreted as lowstand prograding wedges which took place during successive sea-level falls of Pleistocene glacio-eustatic cycles (Posamentier et al., 1992; Jouet et al., 2006). Onshore, Duvail et al. (2001) and Alabouvette et al. (2003) observe imbricated terraces system along the main Roussillon and Languedocian rivers. Their formation is linked to Pleistocene glaciation cycles. During the last deglacial stage, a Rhône subaqueous delta occurs in middle/inner shelf, from 15 000 years to 10 500 years cal. B.P.. These deposits correspond to a major transgressive tract on the shelf (Berné et al., 2007). The present study area corresponds to the coastal zone and links onshore environments to the continental shelf.

5.3 Methods and data

5.3.1 Coastal and lagoonal VHR seismic profiles

At sea and in lagoons, the seismic profiles were acquired with an IKB Seistec boomer. Additionally, a Surface Tow boomer from Applied Acoustics was used also at sea.

The IKB Seistec boomer device is a 2 metres long catamaran characterized by an offset of 0.5 metre between the source and the receiver; it is well adapted to shallow water environments. It can be used with frequencies ranging from 4kHz to 9kHz, a signal energy from 50 to 200 Joules, and a large set of filters. Seismic data are acquired with the Delph 2.3 software. The Applied Acoustic device comes with a signal energy of 1500 Joules. The signal is received by a singletrack flute while the source is on a catamaran. Seismic data are acquired with an Octopus 360 signal processor and a Coda DA200 digital recording system. The seismic data are converted to traditional SEG-Y and are processed with Bash scripts, named *SISMIC*, developed for this study (www.gladys-littoral.org) on the basis of Seismic Unix tools (Cohen and Stockwell, 2001) together with GMT (Akima, 1979; Wessel and Smith, 1998).

Analysis of the seismic data following a classical seismic stratigraphic method (in terms of reflection truncation, onlap, downlap and configurations) allowed the identification of seismic units and their bound-

daries (Mitchum and Vail, 1977).

5.3.2 Cores and datations

Numerous cores were acquired in the present-day Maguelone shore. Figure 5.1B displays the location of five cores that were used in this study : *MAG-1*, *TOTH-1*, *M5-1*, *M5-2*, *AR06*. The longest cores (*MAG-1* and *TOTH-1*) were extracted from the beach barrier and the Mosson delta by a Triplex method to reduce the deformation of the sampled material and to maximize the amount of retrieved material (about 97%). Core *AR06*, about 3 metres long, was extracted with the hammer coring platform of University of Chambéry with PVC tube of inner diametre of 80 millimetres. Short cores *M5-1* and *M5-2* were extracted manually with PVC tubes of inner diametre from 85 to 92 millimetres. Table 5.2 presents the datations from legs used in this paper. ^{14}C analysis in the cores *MAG-1*, *TOTH-1* and *AR06* were conducted at the Laboratoire de Mesure ^{14}C at Saclay (LM14C) in the framework of the ARTEMIS project. The datation M5-145 in the core *M5-1* was conducted at the Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory at Miami in 2004. ^{14}C ages calibrations were computed with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. Reservoir age in lagoon environments of the Mediterranean region is high due to a strong continental carbon contribution (Siani et al., 2000; Zoppi et al., 2001). The reservoir age used in the studied has been estimated by Sabatier et al. (2008) at about 1000 ± 50 years, by extrapolating the reservoir age measured at the seabottom and by correlation with ^{210}Pb data. In marine facies, reservoir age used for calibration is 600 ± 50 years.

Core	Position	Name	Depth in leg	Depth WRT present day s.l	Material	Lithological facies	Age B.P.	Age cal. B.P. (R= reservoir age)
MAG-1	sandy barrier	M377	377 cm	- 277 cm	<i>Abra ovata</i>	sand	2405 +/- 30	1800 +/- 150 R=600
		M730	730 cm	- 630 cm	<i>Cerastoderma glaucum</i>	lagoonal mud	5480 +/- 35	5148 +/- 184 R=1000
		M880	880 cm	- 780 cm	<i>Rissoa ventricosa</i>	bioclastic sand	5405 +/- 40	5573 +/- 141 R=600
		M1250	1250 cm	- 1150 cm	Oyster	breccia	≥ 45600	≥ 45600 R=600
TOTH-1	Mosson river delta	Th600	600 cm	- 500 cm	<i>Cerastoderma glaucum</i>	lagoonal mud	3320 +/- 30	2461 +/- 157 R=1000
		Th1520	1520 cm	- 1420 cm	<i>Rissoa ventricosa</i>	lagoonal mud	6260 +/- 40	6059 +/- 150 R=1000
		Th2000	2000 cm	- 1900 cm	<i>Abra ovata</i>	lagoonal mud	7430 +/- 45	7349 +/- 126 R=1000
M5-1	offshore	M5-145	145 cm	-1160 cm	Organic sediment	lagoonal mud	9020 +/- 170	9521 +/- 486 R=600
AR06	lagoon	AR06-332	332cm	-367 cm	<i>Cerastoderma glaucum</i>	lagoonal mud	4995 +/- 30	4567 +/- 167 R=1000
		AR06-335	335 cm	- 370 cm	<i>Cerastoderma glaucum</i>	marin sand	5675 +/- 30	5842 +/- 140 R=600

FIG. 5.2 – Table of ^{14}C datations from legs in marine and lagoonal domain. ^{14}C ages calibrations were compute with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. In marine facies, reservoir age (= R) used for calibration is 600 ± 50 years. In lagoonal facies, reservoir age used is 1000 ± 50 years.

50 years after the work of Sabatier et al. (2008). Depth WRT present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level.

5.4 Results

5.4.1 Seismic units

5.4.1.1 Basement Upl

Acoustic basement Upl is the deepest unit that was observed in the study area. The base of this unit is not observed, neither on seismic data (figures 5.3 and 5.4) or in the deepest core. Where the seismic signal is good, unit Upl displays thick seismic facies including continuous and very high-amplitude reflections (figure 5.5C). Reflections gently south-eastward dip in cross-shore sections and a low-amplitude folding on alongshore sections (figure 5.4B). In some cases, the Upl unit consists of transparent or chaotic reflections, with some undulating sub-parallel discontinuous high-amplitude reflections (figure 5.4A). These facies are respectively characteristic of seismic zones where there is no major reflections (figure 5.5D) and where seismic signal is blurred (figure 5.5E). The top of the Upl unit corresponds to erosional surfaces. Upl is separated from U1 by an erosional surface, illustrated by seismic facies changes and truncated reflections. Where Upl unit is overlying by any other units (U2, U3L, U3F), its top corresponds to a Regional Erosional Surface (=RES) as illustrated by truncated reflections (figure 5.4). The RES forms a highly uneven surface that fits locally with the present-day seafloor (figure 5.4B). To the East, this surface passes to the marine Palavas plateau and to the marine Maguelone plateau (figure 5.4A). To the West, it coincides with the Aresquiers marine plateau. The RES displays two major incisions 10 to 15 metre-deep and hectometre-long. The main axis of these incisions are roughly perpendicular to the present-day coastline. One of the incisions is located seaward the city of Palavas and the other is seaward Vic lagoon (Figure 5.4B).

5.4.1.2 Unit U1

In this paper, the seismic unit U1 regroups all sub-units flanked by Upl and the RES (figure 5.3 and figure 5.4A). Unit U1 deposits infill the highly irregular top of Upl basement (figure 5.3A and figure 5.4A). It forms hundreds of metre-long and metre-thick bodies of limited lateral extension. These deposits display chaotic seismic facies mainly with some low-amplitude reflections. This facies corresponds to disorganized and discontinuous reflections (figure 5.5E). Figures 5.3B and 5.3C show that unit U1 is composed in lagoon area by three distinct sub-units termed U1-1, U1-2 and U1-3. These metre-thick sub-units display different seismic facies and are separated by erosional surfaces.

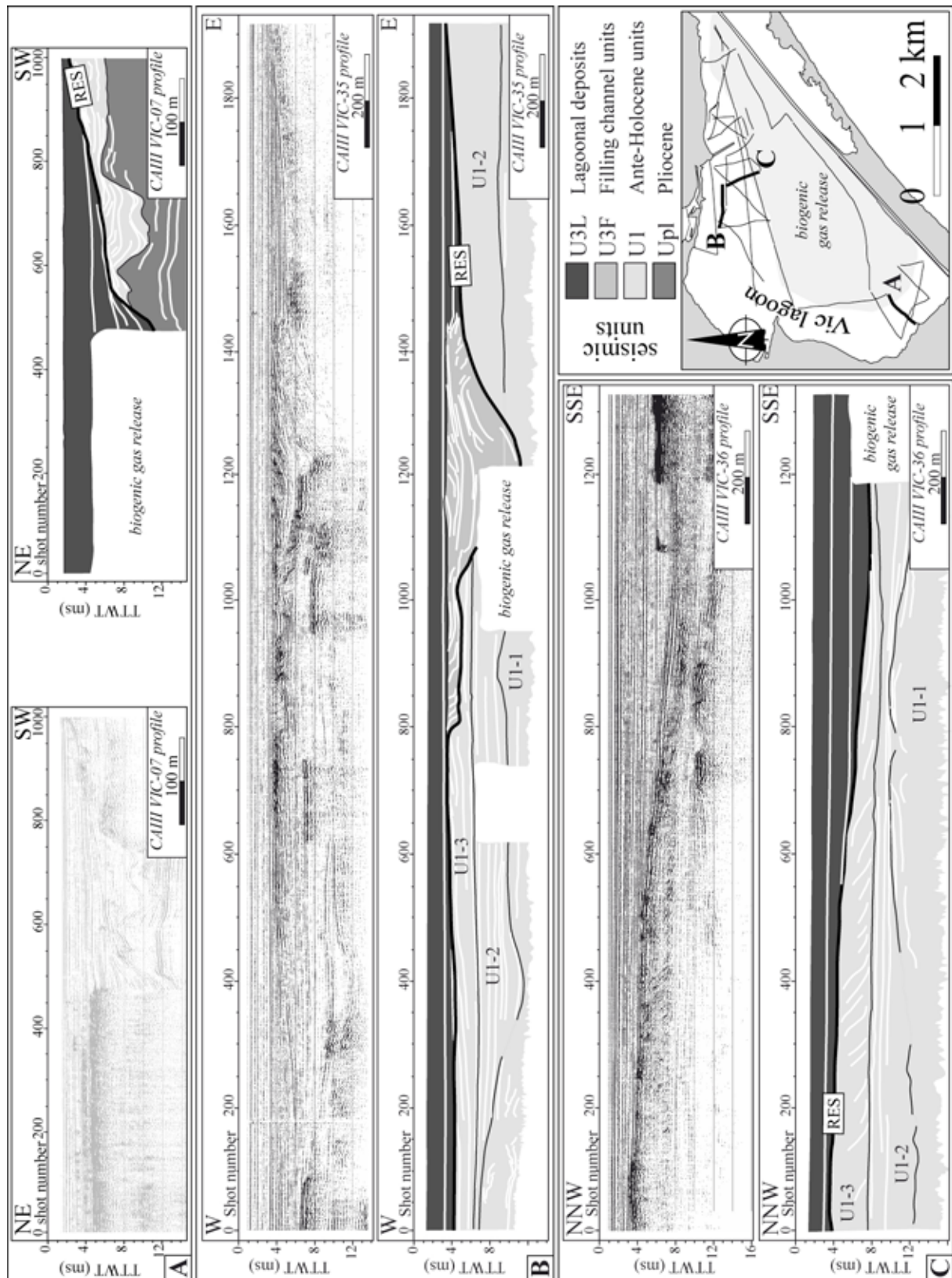


FIG. 5.3 – Interpreted VHR seismic profiles CAIII VIC-07 (A), CAIII VIC-35 (B) and CAIII VIC-36 (C), showing global units architecture in lagoon. RES is a Regional Erosional Surface which corresponds to the top of Upl or U1. Seismic survey in center of lagoons shows biogenic gas release.

The first sub-unit, U1-1, is characterized by transparent or chaotic reflections with some irregular and discontinuous high-amplitude reflections which form trough. The top of U1-1 is an uneven erosional surface as illustrated by truncated reflections. U1-2 consists of parallel facies (figure 5.5A). It fills depressions and presents some draping reflections at the base. The top of this sub-unit corresponds to a plane surface at the seismic profile scale. The last sub-unit, U1-3 consists of sigmoid clinoform seismic facies as illustrated by down lap reflections on the base surface. The three dimension detailed analysis of U1-3 on whole seismic profiles gives evidence of fan delta geometry prograding south-westward (figure 5.6A). The U1-3 sub-unit is exclusively located in the North of Vic lagoon. Another smaller fan delta, in the same area, progrades south-eastward. The top of unit U1 corresponds to the RES surface. The RES surface is diachronic and corresponds to the top of U1 and Upl.

5.4.1.3 Unit U2

The base of unit U2 corresponds to the RES everywhere it was observed. U2 fills paleo-topographic depressions of the RES. Raynal et al. (tted) show that unit U2 consists in stacked prograding sets (U2-1, U2-2 and U2-3, figure 5.4B) that display internal erosion surfaces arguing for alternated episodes of erosion and progradation. The south-westward progradation, over a kilometre-long area, is roughly consistent with that of present-day coastline. The top of unit U2 corresponds to a smooth erosional surface which fits to present-day seafloor.

5.4.1.4 Unit U3F

The base of this seismic unit corresponds to the RES. U3F is exclusively located on the main incision in Vic lagoon (figure 5.3B). This decametre-wide incision is reaching 200 metres wide and displays meanders (figure 5.6). This incised valley presents a global direction south-westward. To the base, the U3F unit consists of Draping parallel facies, that characterizes the filling by aggradation principally. The upper part of U3F displays Sigmoid clinoform reflections in opposed directions (figure 5.3B). The top of this seismic unit is globally plane.

5.4.1.5 Unit U3L

Unit U3L was observed both at sea and in the present-day lagoons. The unit U3L occurs on the RES surface and was not observed laying on the unit U2. However, seismic profiles do not provide data below the present-day emerged barred beach where such geometry may have occurred. The thickness of the unit U3L is highly variable, as testified by the important vertical shifts of the RES surface. Unit U3L shows draping parallel seismic facies (figure 5.5A) characterized by parallel and roughly horizontal

high-amplitude reflections.

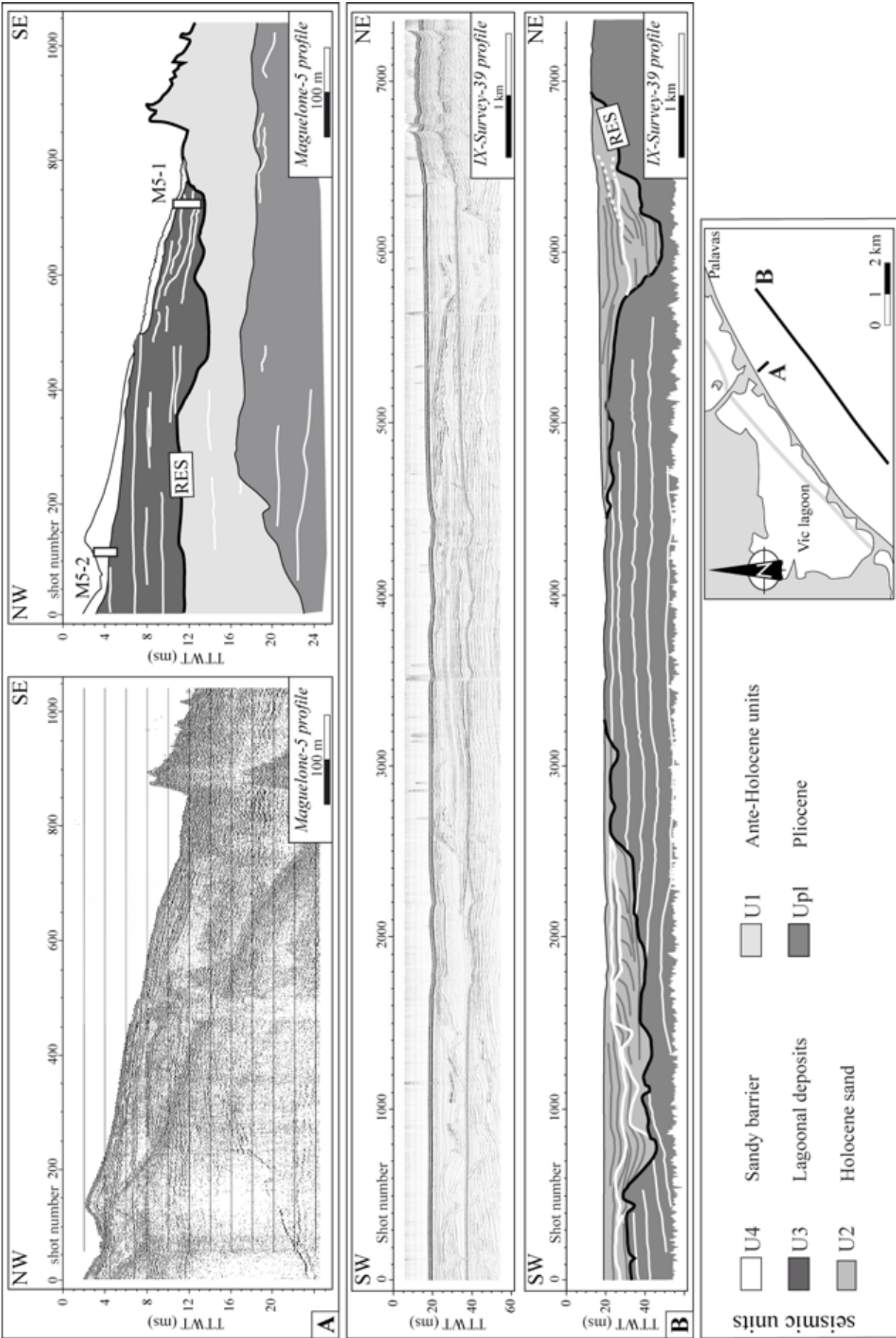


FIG. 5.4 – *Interpreted VHR seismic profiles Maguelone-5 (A) and IX-Survey-39 (B), showing global units architecture in shoreface. RES is a Regional Erosional Surface which corresponds to the top of Upl or U1. Localization of cores M5-1 and M5-2 is report on Maguelone-5 profile.*

Where the underlying RES surface is uneven, basal reflections in unit U3L present onlap geometry (figure 5.3A and 5.3C). In the lagoon, the top of unit U3L is the water/sediment interface. The center of Vic lagoon presents a large area of biogenic gas release. Gas causes interference to seismic signal and prevents acquisition in this area (figure 5.3). At sea, the top of unit U3L is truncated by a smooth erosion surface displaying a seaward dipping. In some places, this erosion surface coincides with the seafloor. Elsewhere, unit U3L is covered by other deposits.

5.4.1.6 Unit U4

The base of unit U4 is observed seaward and corresponds to a smooth erosion surface on unit U3L and locally to the RES surface. U4 is characterized by transparent or chaotic facies with few low-amplitude reflections (figures 5.5D and 5.5E). Cross-shore profiles like *Maguelone-5* (figure 5.4A) show that the seaward extension of this unit U4 is limited to the present-day shoreface, about one kilometre far from the shoreline. The reflections within unit U4 show a moderate dipping oriented seaward, roughly parallel to the present-day mean nearshore slope. The top of the unit U4 is the present-day seabottom.

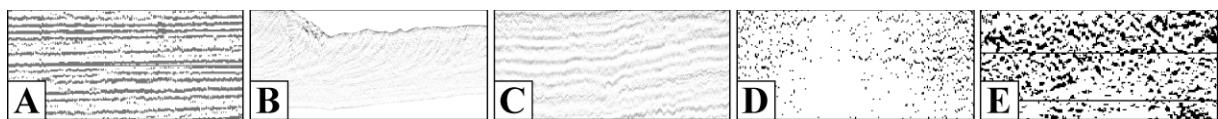


FIG. 5.5 – *Seismic facies observed in Very High Resolution seismic in the study area. (A) Draping parallel facies. (B) Sigmoid clinoform facies. (C) Thick facies. (D) Transparent sandy facies. (E) Chaotic facies. All these facies can be observed in seismic profiles of the figures 5.3 and 5.4.*

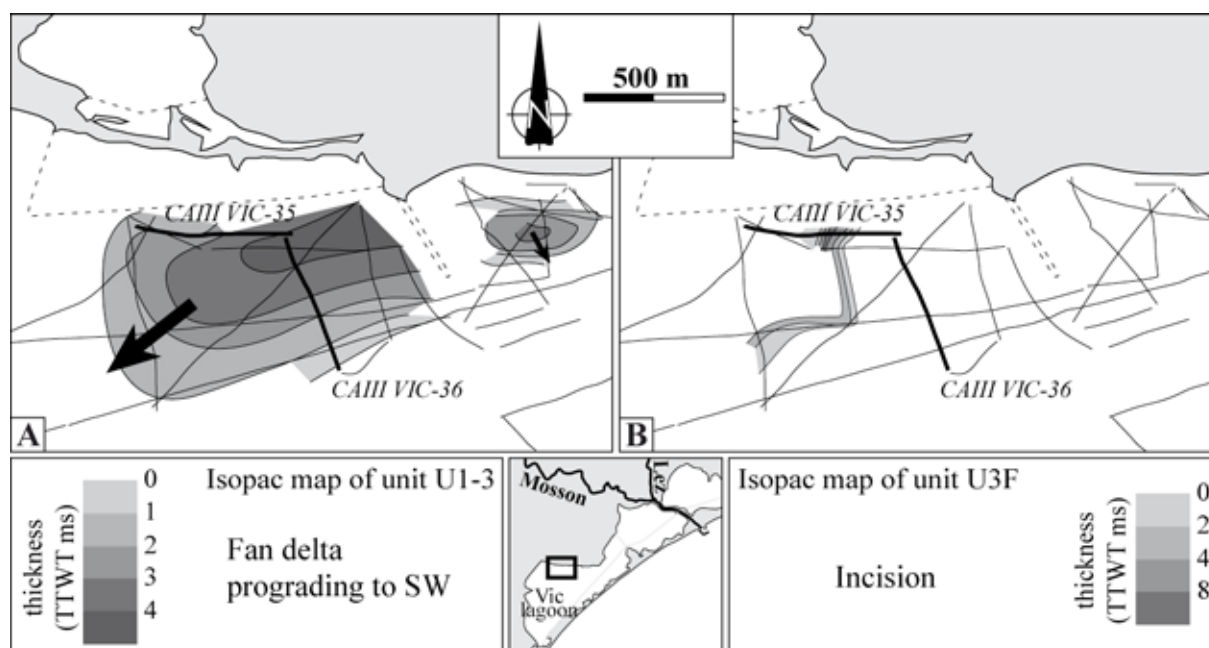


FIG. 5.6 – (A) Isopac map of the U1-3 sub-unit. This map shows two fan deltas in the North area of Vic lagoon. The main fan delta, kilometre-long and with maximal thickness of 4 metres, displays south-westward progradation (arrow). To the East, the smaller progrades south-eastward. (B) Isopac map of the U3F unit, showing partial cartography of hectometre-wide channel meander. Seismic profiles CAIII VIC-35 and CAIII VIC-36 presented to the figure 5.3 are located on these maps with the heavy lines.

5.4.2 Cores

Cores form three geographic groups which show three main deposit successions. These three main deposit successions are described from the lagoon, in the North, to the sea in the South (figure 5.7).

5.4.2.1 back-barrier deposit succession

The base of cores sampled in the present-day lagoon corresponds to a coarse polygenic conglomerate composed of rounded elements of carbonate lime mud, quartz and yellow silt (figure 5.7). In core *TOTH-1*, this conglomerate is older than 7 349 years. In core *AR06*, from 3.32 to 3.40 metres, this coarse deposit consists of limestone and quartz clasts and some marine bioclasts like *Bittium reticulatum* and *Rissoa sp.*, dated at 5 842 \pm 140 years Cal B.P. Above the coarse conglomerate or marine bioclastic sand occurs the grey uniform lagoonal mud with thin silty and sandy intervals. Thickness of the lagoonal mud intervals is variable as a result of lagoon basement topography. Maximum thickness was observed in core *TOTH-1* and reaches 17 metres (figure 5.7). These lagoonal deposits are Holocene in age, as testified radiocarbon data. The base of those deposits was dated at 7 349 \pm 126 years Cal. B.P. at 20 metres of depth in *TOTH-1* and at 4 567 \pm 167 years Cal. B.P. at 3.32 metres of depth in *AR06*.

Consequently, the base of lagoonal deposits is not isochrone, as a result of pre-existing topography. The top of lagoonal deposits corresponds to the present-day lagoon floor. For core TOTH-1, located in the Mosson delta (figure 5.1), lagoonal deposits are overlain by deltac deposits (from 1.20 to 3 metres of depth). The top of this core corresponds to an embankment.

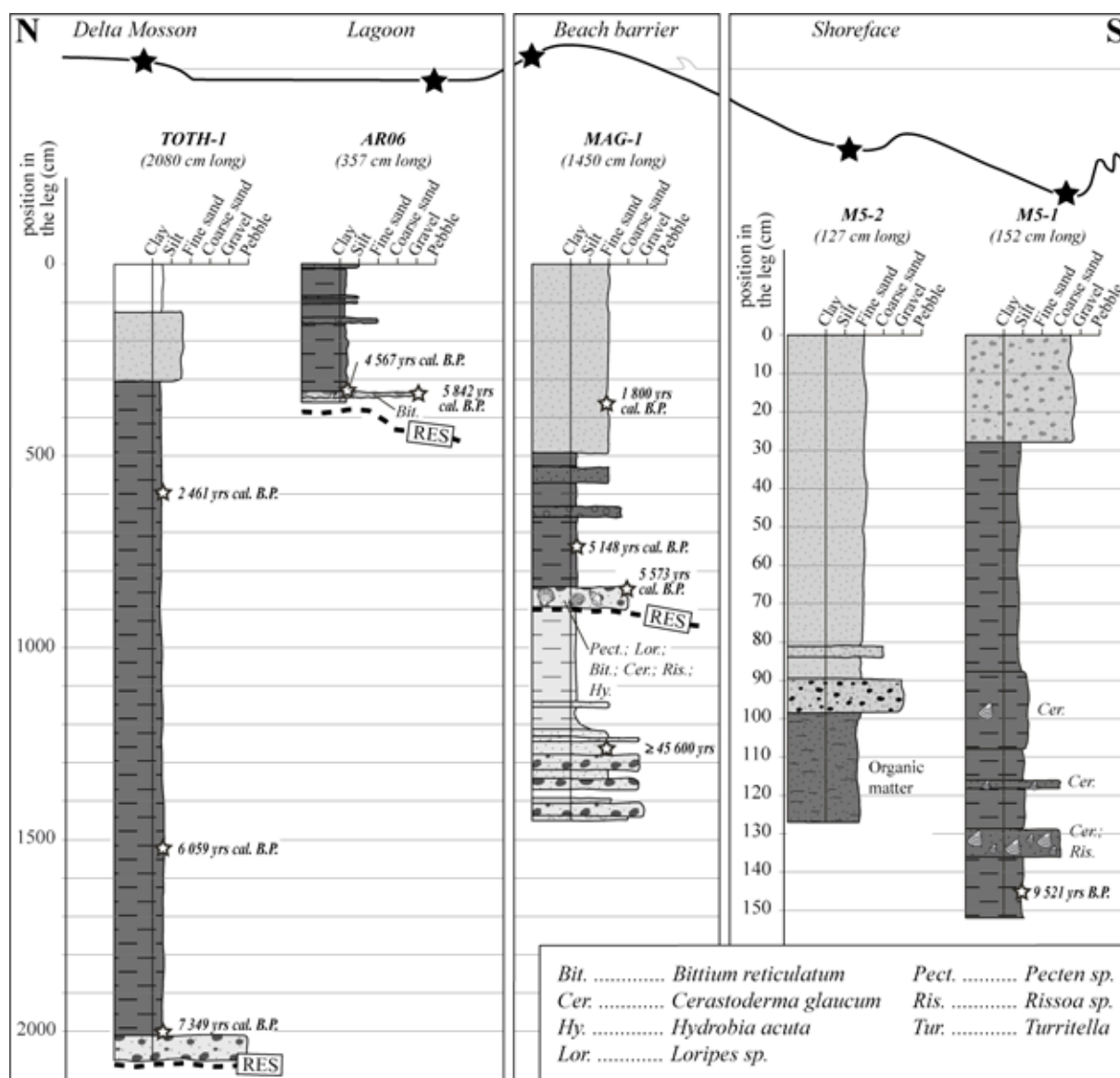


FIG. 5.7 – Legs from high-resolution sedimentary cores and position of ^{14}C datations. Core M5-1 and Core M5-2 are located in the shoreface. These legs show presence of lagoonal deposits seaward, under the sand barrier. Core MAG-1, located in the present-day sand barrier, gives evidence for littoral retrogradation on lagoonal deposits during Holocene. Core TOTH-1 is located in the Mosson delta, to the North of Arnel lagoon. This leg shows a very thick lagoonal unit and gives evidence for strong variations of the thickness of these deposits. Note that vertical scale is not the same for cores taken the shoreface area.

5.4.2.2 Present-day beach barrier

From the base of *MAG-1*, located on the sandy beach barrier close to Maguelone Cathedral (figure 5.1), to 12.20 the core displays sand mixed with coarse polygenic conglomerate. This conglomerate is the same as that observed at the base of cores *TOTH-1* and *AR06*. According to ^{14}C datation method, at 12.50 metres of depth, these deposits are older than 45 600 years. From 12.20 to 9 metres of depth, mud and silt, green, gray or yellow ochre with carbonate concretion occur and poor in organic matter. The top of the carbonate level corresponds to an erosional surface. A bioclastic marine sand bed, dated at $5\,573 \pm 141$ years Cal. B.P., take place on this surface. At 8.50 metres, the marine sand gives way to the first lagoonal deposits. From 8.50 to 5 metres, lagoonal sediments are intercalated with marine sands. At 7.30 metres, this deposit was dated at $5\,148 \pm 184$ years Cal. B.P. At 5 metres, lagoonal muds are eroded and covered by sands up to the top of the core (*MAG-1* ; figure 5.7). This sand is composed by Quartz, Chlorite, Biotite and includes 0 to 15 % of bioclastic content. To the base of this uppermost sandy interval, sediments are dated at $1\,800 \pm 150$ years Cal. B.P.

5.4.2.3 Shoreface

The shoreface area is limited by the present-day sand barrier to the North and by marine plateau to the South (figure 5.1). At the base, short cores *M5-1* and *M5-2* display a grey homogeneous mud, rich in organic matter, with 5 to 10 % of bioclastic content, interpreted as lagoonal deposits with marine influence. Most of these sediments consists of mud mixed with silt or fine sand and present some marine bioclasts like *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum* and *Rissoa sp.*. Usually, these mixed deposits are interbedded with marine sand including open sea bioclasts like *Turritella*, *Pecten sp.* and *Bittium reticulatum* (from 116 to 118 cm and from 129 to 136 cm in core *M5-1* for example). Marine levels within lagoonal intervals are interpreted as the result of wash over processes during storm events (Sabatier et al., 2008). In core *M5-1*, lagoonal deposits were dated at $9\,521 \pm 486$ years Cal. B.P. This ^{14}C age of lagoon deposits with marine influence shows contamination, according to the depth of dated level and global eustatic curves. Contamination is in agreement with marine silt and sand supply in lagoon. This datation gives the maximal age but shows that these lagoonal deposits, seaward present-day sand barrier, are precocious. The top of lagoonal muds is eroded by a detritic fine sand. In some cases, this sand is mixed (*M5-1*) or intercalated (*M5-2*) with centimetre-long rolled pebbles. This material corresponds to the present sand barrier.

5.4.3 Sedimentaries units

Substrate of Holocene deposits In this paper, the substrate of Holocene deposits puts together seismic units located under the RES (Upl and U1). To the West of Vic lagoon, the top of Upl basement described in seismic profiles is directly correlated with onshore outcrops Pliocene in age, as testified by (Alabouvette et al., 2003) (figure 5.1A). These Pliocene outcrops present lacustrine white chalky limestone or altered white chalky limestones nodules in an ocher to red silty matrix (figure 5.8). The gentle regional south-eastward dip of Upl determined in seismic cross-shore profile (figure 5.4A) corresponds to the Pliocene stratification in outcrops. A differential subsidence induces by the sedimentary and hydrostatic charge of the shelf (Tesson and Allen, 1995) can explain this regional dip. Where unit U1 can be extended onshore, to the North of Vic lagoon, a comparison with the outcrops demonstrates that U1 is made of terrigenous silts and conglomerates with clasts of Mesozoic and Cenozoic limestones as well as quartz and biotites. This facies is in agreement with observation of the marine Maguelone plateau, where U1 is composed of conglomerates and sandstones. The unit U1 is interpreted as continental deposits Pleistocene in age. Core *MAG-1* is correlated with the offshore seismic by geometrical projection. And we can not know with certainty if the interval dated at 45 600 years B.P. minimum in cores *MAG-1* (figure 5.7) corresponds to U1 or Upl. In Vic lagoon, U1 is composed by three sub-units (U1-1, U1-2 and U1-3) which correspond to deposits of coastal alluvial plane, as testified by the channel-levee system in U1-1 and the U1-3 fan delta prograding south-westward.

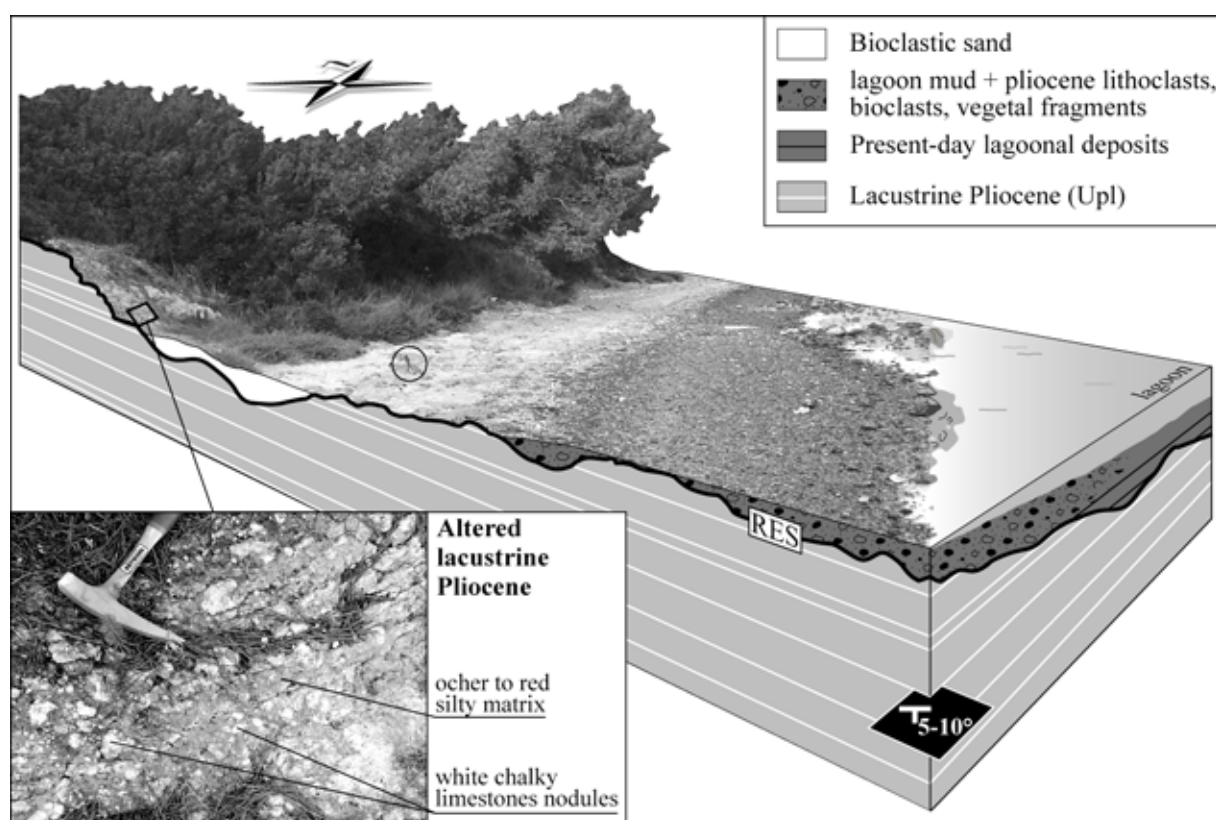


FIG. 5.8 – Three dimensionals drawing of lagoonal deposits discordant on the lacustrine Pliocene to the West edge of Vic lagoon (realized with photography) and photography of altered lacustrine pliocene. The top of Pliocene corresponds to the RES (= Regional Erosional Surface). The Pliocene stratification presents a gentle south-eastward dip of 5 to 10 degrees in average.

Marine sand deposits On the RES, at the base of the Holocene lagoonal deposits, a 10 centimetre-thick sand interval was described in cores, but not observed as seismic unit (cores *AR06* and *MAG-1*, figure 5.7). This discontinuous interval corresponds to bioclastic sand including *Pecten sp.*, *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum*, *Rissoa sp.*, *Loripes sp.* and *Hydrobia acuta*. These features allows to interpret as a marine deposit, dated at $5\,573 \pm 141$ years Cal. B.P. in core *MAG-1* and at $5\,842 \pm 140$ years Cal. B.P. in core *AR06*.

Prograding sand bodies Geometries and seismic facies of Unit U2 (figure 5.4) show that this unit consists in several stacked bodies made of marine sand deposits. As a consequence, U2-1, U2-2 and U2-3 bodies reveal the existence of high and wide sets that fill up former depressions and prograde south-westward over a kilometre-long area. Unit U2 consists of stacked prograding sets that display internal erosional surfaces, arguing for alternated episodes of erosion and progradation.

Alluvial meanders filling Unit U3F, observed in the North part of Vic lagoon, corresponds to the filling of a incised valley. Two kinds of filling are distinguished. To the base, the filling is characterized by a regular aggradation. Where the incision enlarges, to the upper part, the filling consists of lateral accretion, perpendicular of the main direction of valley (figure 5.3B). Observation of the U3F isopac map (figure 5.6B) gives evidence of meander geometry of this unit. These features allow to interpret this unit like alluvial incised valley filling. Note than this incision is located in the face of a South-north depression between Vic lagoon and The Mosson river.

lagoonal deposits Correlations of seismic profiles and cores show that U3 unit consists of clays accumulated in low energy environment, interpreted as lagoonal deposits. These lagoonal deposits display a highly varying thickness, up to 20 metres, in the core *TOTH-1*. The oldest lagoonal muds were dated at 7 500 years B.P. (table 5.2). There are two types of lagoonal deposits. The first is a lagoonal deposit formed of grey uniform muds with thin silty and sandy intervals (cores *TOTH-1*, *AR06* and *MAG-1*, figure 5.7). This deposit corresponds to an lagoonal environment with intermittent connexion to marine environment during paleostorms events (Sabatier et al., 2008). The second type of lagoonal sediment consists of mud mixed with silt or fine sand and presents some marine bioclasts like *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum* and *Rissoa sp.* (*M5-1* and *M5-2*, figure 5.7). These deposits give evidence for a lagoon environ-

ment (a domain distinct from the open sea) with important marine influence. At the edge of present-day lagoon, deposits are characterized by a mix of lagoonal muds, lithoclasts from the local substrate facies, bioclasts and vegetal fragments (figure 5.8).

sand barrier Seismic unit U4, characterized by transparent or chaotic facies with few low-amplitude reflections, is correlated with the last littoral sand prism. These deposits show an external metre-high and decametre-wide sand bar that forms one of the main features of the present-day nearshore zone.

5.5 Discussion

5.5.1 Holocene transgressive tract

Previously description of seismic units highlights that the RES (Regional Erosional Surface) corresponds to the base of Holocene coastal deposits. This surface consists of the transgression surface during Holocene sea-level rise. The RES topography is inherited of sea-level fall during successive glacial cycles. At these periods, coastal rivers of Maguelone shore (Mosson and Lez rivers) incise and form the coastal canyons observed in seismic profiles (figure 5.4B). The RES corresponds truly to a polygenical erosion surface, with the last stage of erosion corresponds to the wave ravinement during Holocene transgression. Cores (*AR06* and *MAG-1*) evidence the existence of a 10 centimetre-thick sand interval onto the RES, at the base of the Holocene lagoonal deposits (figure 5.7). This interval is made of bioclastic sand with characteristic marine shells, described previously. The northernmost places where such marine deposits were observed are located on the RES, at the base of unit U3, along the northern edge of the present-day lagoons, under the Mosson delta. These discontinuous deposits are interpreted as a transgressive tract deposited during the Holocene eustatic rise. Comparison of sea-level curves (figure 5.9A) and ^{14}C datations of bioclastic marine sand (table 5.2) is in agreement with this interpretation. Note that these datations don't allow to give an exact sea-level but fit with Mediterranean (Labeyrie et al., 1976; Aloisi et al., 1978; Dubar and Anthony, 1995) and global sea-level curves (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990; Chappell and Polach, 1991; Edwards et al., 1993; Bard et al., 1996; Hanebuth et al., 2000; Cutler et al., 2003). Sabatier et al. (2008) observe this transgressive sand, in core located in another palavasian lagoon, at 8 metres depth below present sea-level and date this sand at $7\,850 \pm 125$ years Cal. B.P.. This datation shows that sea-level was at 8 metres maximum below present-day at this moment. Due to the topography of the RES, the sea had invaded the studied zone up to the present-day Mosson delta. During this holocene transgression, the Mosson and Lez incised valleys form rias. The coastline was uneven and presented several gulfs and rocky headlands made of material Pliocene or Pleistocene in age.

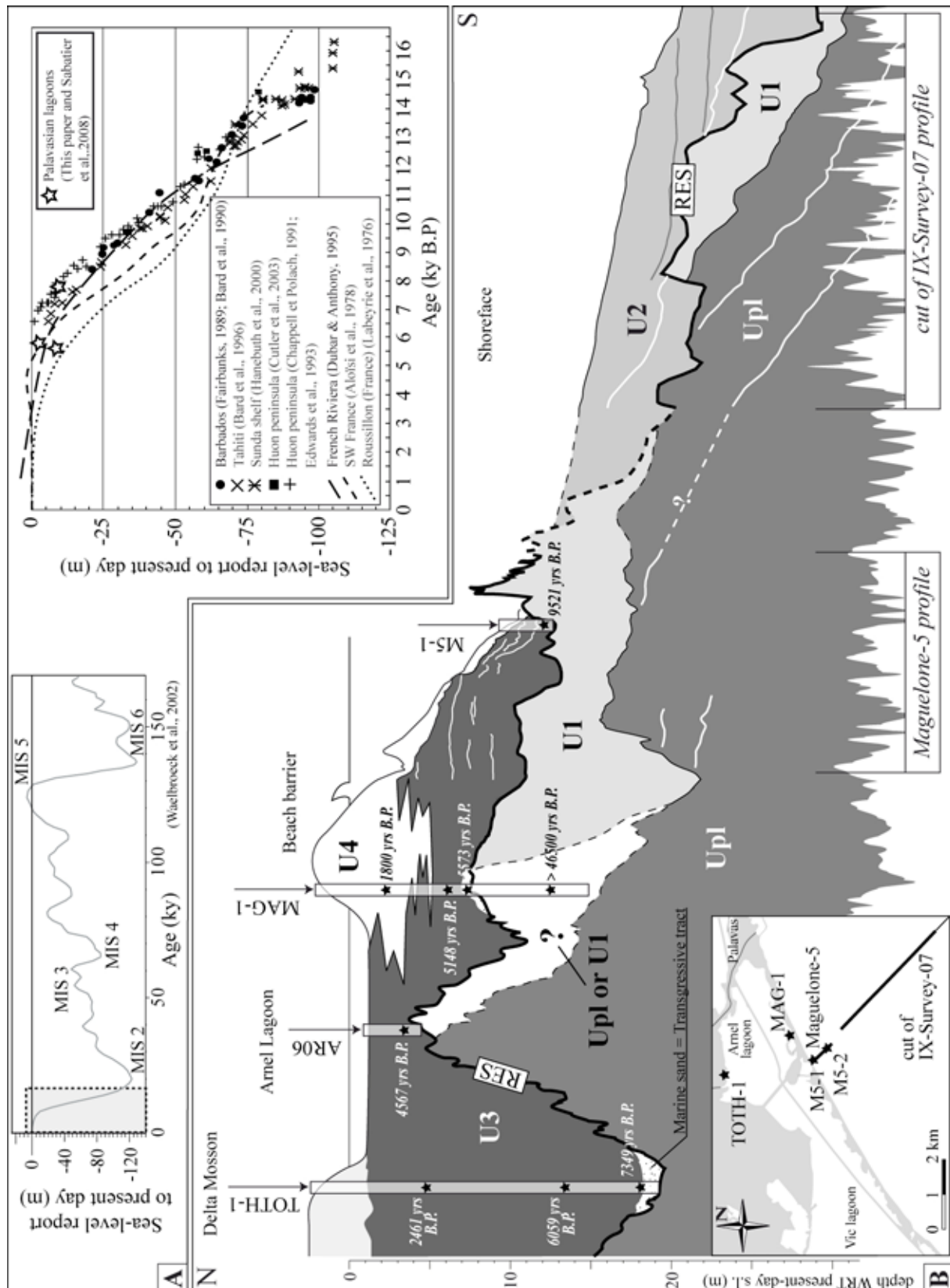


FIG. 5.9 – (A) Compilation of sea-level changes data showing the last glacial cycle (left) and the last deglacial evolution (right). The three dashed-lines correspond to Mediterranean sea-level studies. Others correspond to studies of global sea-level changes. (B) Land-sea interpreted section in Arnel lagoon and Maguelone area. This North-south section displays correlation, of cores TOTH-1, AR06, MAG-1 and M5-1 and seismic profiles

Maguelone-5 and a cut of IX-Survey-07, report to the present-day sea-level. Location of cores is indicated by vertical arrows on the section. ^{14}C datings of each core are reported on this section. Depth WRT present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level.

5.5.2 End of transgression and Highstand system tract

Figure 5.9 was drawn from correlation and interpretation of VHR seismic profiles, cores and outcrops data along a North-south representative section across the Arnel lagoon. This figure and seismic profile give evidence of the existence of several highstand or late-transgression sedimentary units. The first consists of the lagoonal deposits (unit U3L). The early lagoon muds are dated at $7\,349 \pm 126$ years Cal. B.P. (core *TOTH-1*) and eustatic curves (figure 5.9A) show that sea-level was at 5 metres in average below present-day. The second corresponds to the prograding sand bodies off-shore (unit U2) interpreted by Raynal et al. (tted) like alongshore-oriented sand spits prograding toward South-West over a kilometre-long area. These sand spits have controlled lagoonal environment formation by lateral closure of lagoons. Progradation of this sand spits is contemporary with early lagoonal deposits. The third consists of alluvial channel filling (unit U3F) located exclusively in the Mosson canyon (figure 5.3B). The fourth is the sand beach barrier (unit U4). Construction of this sandy unit is later of early lagoon deposits, as testified by presence of lagoonal mud about 1 kilometre seaward the present-day shoreline (figure 5.4A). Raynal et al. (tted) propose that littoral sandy barrier results of destabilization and retrogradation of the paleo sand spits (unit U2).

5.5.3 Incised valleys filling

During transgression, the Mosson and Lez incised valleys have recorded highstand coastal tract. In coastal zone, incised valleys advance from by-pass to deposition dynamics. In Maguelone shore, incised valleys filling shows cross-shore succession from marine to continental deposits, in agreement of Zaitlin's filling model (Zaitlin et al., 1994). Offshore, this filling corresponds to marine sand spits (figure 5.4B). In present-day back barrier, incised valleys display two kinds of filling. The Mosson canyon is characterized by continental alluvial deposits, as testified by lateral accretion in meander (figure 5.3B). The Lez canyon is fills exclusively by lagoonal muds (figure 5.9B). In Maguelone coastal zone, the valleys incised of Lez river is deeper than Mosson river. This feature shows that the Lez ria was more extended landward. So, transition between continental and lagoonal deposits are located upstream to present coastal area.

5.5.4 Sand barrier retrogradation

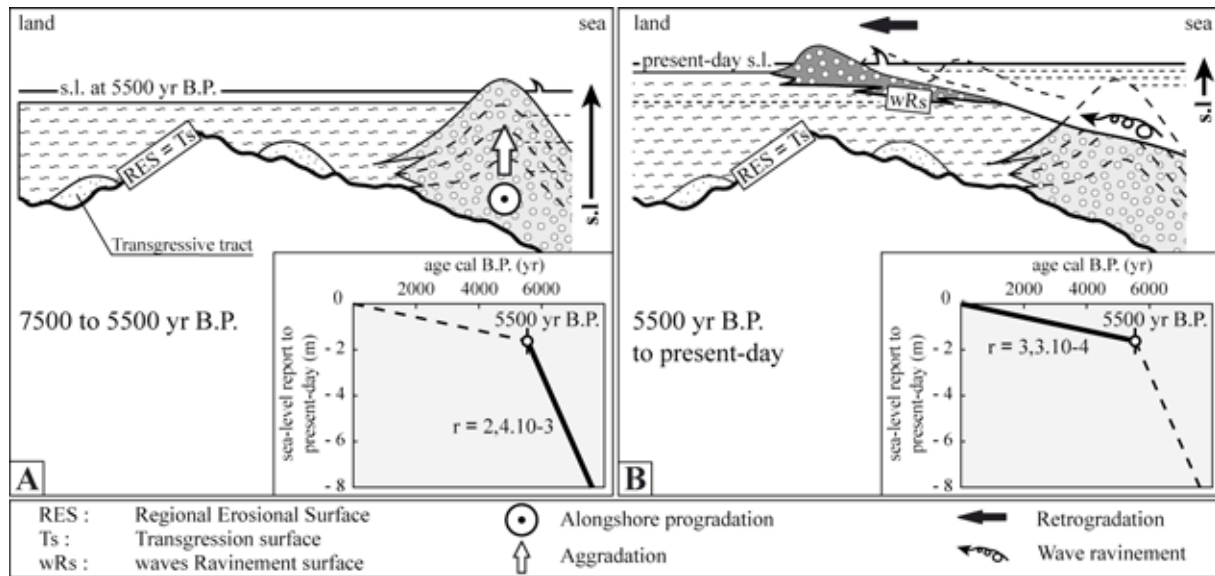


FIG. 5.10 – (A) Sketch (cross-shore section) of sand barrier evolution since 7 500 years B.P., controlled by sediment supply and sea-level rising rate. (B) Schematic sea-level curves from 7 500 to present-day (left). r : approximate sea-level rising rate (metre/year). Schematic map of sand spit sedimentary dynamics zones (right).

At present, we observe the landward displacement of the sand barrier, induced by wave erosion of the beach barrier and transport toward the lagoon thanks to overwash mechanism (Honeycutt and Krantz, 2002; Buynevich et al., 2004; Certain et al., 2005b, a; Buynevich et al., 2007; Sabatier et al., 2008). This results in the retrogradation of the sand barrier on previously lagoonal deposits and the subsequent construction of unit U4 (figure 5.9), as testified by the base of sandy barrier which corresponds to a wave ravinement surface (figure 5.10, Cattaneo and Steel (2003)). The destabilization of the sand spits system and the retrogradation of sandy barrier were controlled by accommodation space during sea-level rise (Cattaneo and Steel, 2003). This accommodation depends on sediment supply and sea-level rising rate (with no tectonic and subsidence). From 7 500 to 5 500 years B.P. in average, eustatic rising rate stayed globally constant at $3,3 \cdot 10^{-4}$ m/yr in average (figure 5.10). During this period, creation of accommodation space is filled by formation and growth of the sand spits, as testified by lagoonal deposits back-barrier. Since 5 500 years B.P., sea-level rising rate decreases at $2,4 \cdot 10^{-3}$ m/yr in average. The accommodation space for sedimentation are thin and alongshore-transported sediments migrate to the head of spit preferentially. On sand spit, we distinguish three zones (Ollerhead and Davidson-Arnott, 1995) : 1) The head of spit in deposition, 2) a transition zone and 3) a by-pass or erosional zone. In the third zone, the low or inexistent sediment supply and transgression cause inevitable the retrogradation landward of the sand barrier (Cattaneo and Steel, 2003). ^{14}C age of sand on the present sand barrier (core MAG-1) shows that its modern position was reached around 1 800 years B.P.

5.5.5 isolated and protected lagoon

This study questions also the basic definition of a lagoonal environment. The mechanisms for the formation of a lagoonal environment have long been discussed, on the basis of conceptual studies mainly (De Beaumont, 1845; Fisher, 1885; W.D., 1890; Johnson, 1919; Fisher, 1967, 1968; Davis and Fitzgerald, 2003). All these theories hinges on a basic idea : a lagoon occurs as soon as a topographic trough is filled of water with some connections with the open sea. This results in a brackish environment.

On one side, this study has revealed the existence of a lagoon Holocene in age thanks to a geometrical point-of-view. In this case, the lagoon itself is characterized by typical seismic facies and units (e.g. U3), by the presence of sedimentary material distinct from that of open sea, like muds and organic-rich sediments (e.g. that found in *TOTH-1*). It was demonstrated that the lagoon exists as soon as a topobathymetric high occurs. In this specific study, the alongshore progradation of sand spits formed the topobathymetric high. Its presence results in a drastic decrease of the wave-driven and wind/buoyancy-driven energies in its lee. The lagoon is defined as a protected environment with respect to the hydrodynamical action of the open sea. Chemical or biological aspects are not considered.

On the other side, Sabatier et al. (2008, tted) have studied the contents of several short cores located in the same lagoonal system. A chemical and faunistical analysis of these cores highlighted a threshold in the amounts of marine and so-called lagoonal species. The authors stated that the lagoon occurred as soon as these so-called lagoonal fauna prevailed in the sediment. Lagoonal species development is a complex function of water temperature, salinity, water chemical composition, etc.. All these parameters are controlled partly by the existence of connections with the open sea in brackish environments. In this case, the lagoon is defined as an isolated environment with respect to the amount of water exchanges with the open sea.

In the study, the geometrical reconstitution demonstrates that lagoonal sedimentation started at around 7 500 years B.P.. Alternatively, Sabatier et al. (tted) dated out clearly the initiation of the lagoonal environment at $1\,500 \pm 250$ years cal B.P. by faunistical analysis. The discrepancy between the two datations is paradoxical.

The morphological closure of a marine area marks a first step in the formation of a lagoon. Shoreward the topographic high, the protected system remains connected largely to the open sea and marine species develop. Wave action induces erosion and displacement of the topographic highs (revealed by numerous truncations and erosions in sand spits of units U2-1, U2-2 and U2-3). Several thousands of years later, the topographic high is emerged enough to reduce drastically the connection of the lagoon with the open sea. More precisely, the lagoonal environment is isolated, with scarce permanent connections with the open sea. The sediment records mainly temporary connections during storms pointed out by over-wash fan deposits.

At a geological time scale, it remains complex to determine when the lagoon begins. Further studies

combined morphological and faunistic/geochemical tools should reveal complex closure processes.

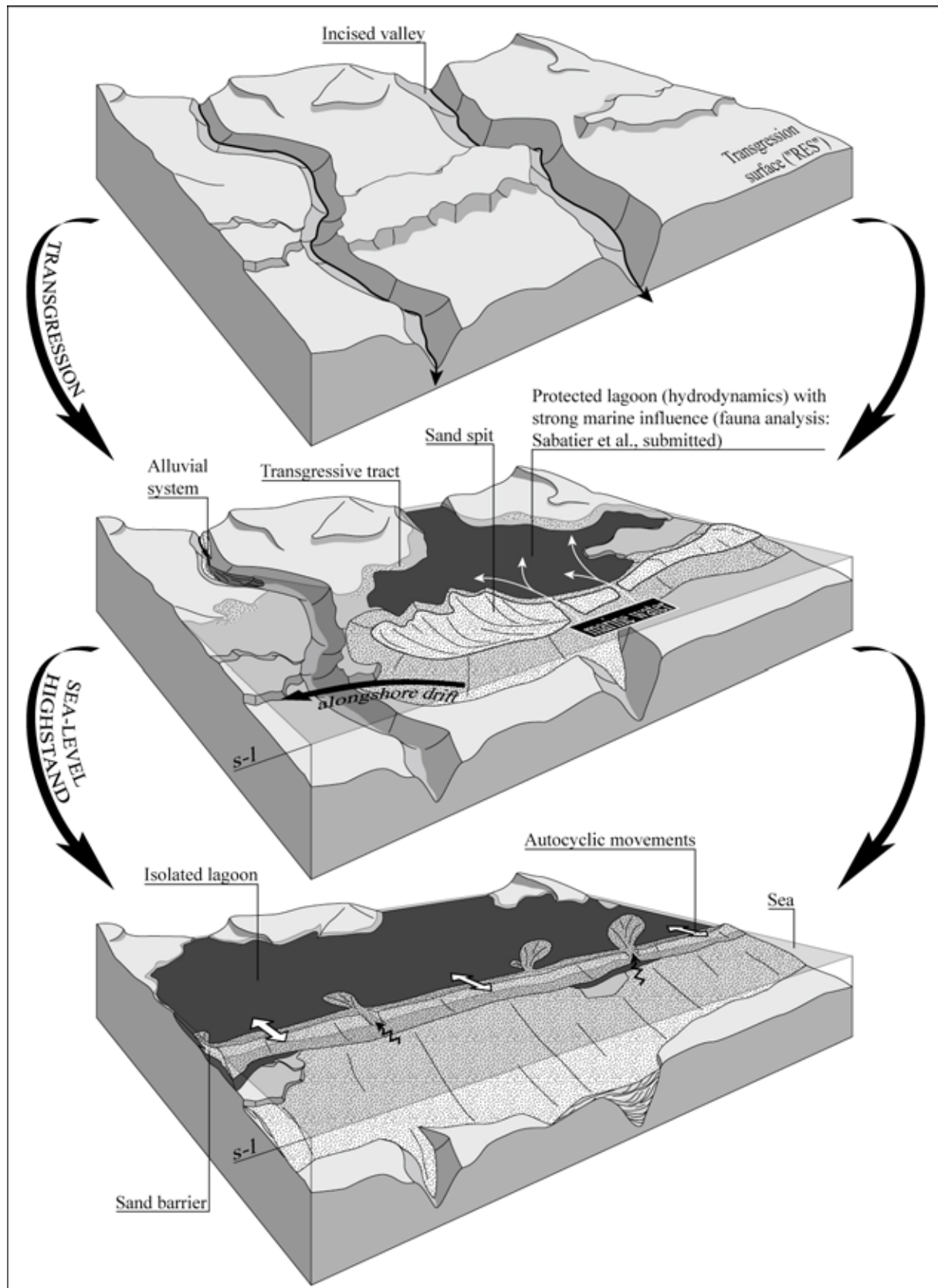


FIG. 5.11 – Three dimensional model of holocene evolution of the coastal Maguelone shore. This model shows the influence of inherited morphological surface (RES) composed by incised valleys and the evolution of lagoonal

environment.

5.6 Conclusion

This study, based on very high resolution seismic profiles, cores and field observations, has revealed the three-dimensional architecture of the Maguelone coastal system. The sedimentary dynamics evolution from Late Quaternary to present-day has been determined. Before the Holocene deglacial eustatic rise (figure 5.9), the Maguelone shore is characterized by an uneven topography, termed RES in this paper (figure 5.11), inherited of Pleistocene glacio-eustatic cycles. In this context, rivers like Mosson and Lez have incised canyons. During Holocene, while sea-level rises, the sea invades this topography and delineates successive uneven shorelines that migrates northward. Inherited incised valleys form rias. This transgression is registered by the deposition of thin and discontinuous marine sand intervals. At the last stages of transgression (around 7 500 years B.P.) and the sea-level highstand, alongshore sediment supply, from the Rhône delta, allows construction of sand spits which protect back-barrier domain. In the same time, lagoonal sedimentation occurs in the deeper part of inherited topography formed by the Lez river. At around 5 500 years B.P., the decrease of sea-level rising rate destabilizes the sand spit depositional system allowing erosion and reworking of sands. Low rate of sea-level rising provoke the retrogradation of the sand barrier. Datation of sand on the present-day sand barrier, shows that its modern position was reached around 1 800 years B.P. Presence of incised valleys plays a decisive role to recording of depositional evolution. In Maguelone shore, canyon Holocene filling shows cross-shore succession from marine deposits, sandy barrier, lagoonal filling and continental deposits. This transgressive succession is perfectly in agreement of filling model describe by Zaitlin et al. (1994). Comparison of this work with recent study of lagoonal environment by fauna analysis highlights the difference between protected and isolated lagoon. In the Maguelone shore, sedimentary geometries observation gives evidence to Lagoonal sedimentation began around 7 500 years B.P.. However, Sabatier et al. (tted) show clearly to the large increase of lagoonal species amount, correlated to the significant decrease of marine species, dated at $1\,500 \pm 250$ years cal B.P. Between these dates, lagoons of the Maguelone shore have kept important marine connection, due to the instability of beach barrier which retrogrades during the end of sea-level rise.

5.7 Acknowledgements

This works has been funded by GDR MARGES, European project BEACHMED-E NAUSICAA (BMe-3S0155R-2.2) and PROGELAC (ATIP CNRS). We are grateful to DRE Languedoc-Roussillon and Région Languedoc-Roussillon to have funded GLADYS (www.gladys-littoral.org). We are grateful

to EID-Mediterrane and CG34 to have provided us with topobathymetric data and technical facilities. We are grateful to Laboratoire de Mesure 14C (LMC14) in CEA institute at Saclay (Atomic Energy Commission) for the ^{14}C analyses that provided datations, in the framework of the proposals ARTEMIS and ARMILIT, as well as in the framework of the ANR project ECLICA.

5.8 References

- Akima, H. (1979). A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. ACM*, 17(4) :589–602.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guérangés-Lozes, J., and Ambert, P. (2003). *Notice explicative, Carte Géologique de France (1/250 000), feuille Montpellier (38)*. BRGM, Orléans.
- Aloisi, J., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., and Thommeret, Y. (1978). The holocene transgression in the golfe du lion, southeastern france : paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.*, 15(2) :145–162.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., and Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382(6588) :241–244.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R., and Zindler, A. (1990). Calibration of the c timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric u-th ages from barbados corals. *Nature*, 345(6274) :405–409.
- Barusseau, J., Akouango, E., Bâ, M., Descamps, C., and Golf, A. (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews*, 15 :763–771.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M., Dennielou, B., and Taviani, M. (2007). Late glacial to preboreal sea-level rise recorded by the rhône deltaic system (nw mediterranean). *Marine Geology*, 245 :65–88.
- Buynevich, I. V., Nichol, S. L., and Asp, N. E. (2004). Sedimentary records of intense storms in holocene barrier sequences, maine, usa. *Marine Geology*, 210 :135–148.
- Buynevich, I. V., Nichol, S. L., and Asp, N. E. (2007). Storm-dominated barrier emplacement over irregular glacial topography, buzzards bay, massachusetts. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 39(1) :70.
- Cattaneo, A. and Steel, R. J. (2003). Transgressive depostis : a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62 :187–228.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., and Pinazo, C. (2005a). Wave transformation on a microtidal barred beach (sète, france). *Journal of Marine Systems*, 38 :19–34.

- Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J.-P., Courpa, T., and Pauca, H. (2005b). Sedimentary balance and sand stock availability along a littoral system. the case of the western gulf of lions littoral prism (france) investigated by very high resolution seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 22 :889–900.
- Chappell, J. and Polach, H. (1991). Post-glacial sea-level rise from a coral record at huon peninsula, papua new guinea. *Nature*, 349(6305) :147–149.
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., and Weber, N. (2008). Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the bay of biscay (france) : A synthesis. *Journal of Marine Systems*, 72 :383–396.
- Clauzon, G. (1990). Reconstitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du roussillon et de l'unité adjacente des corbières d'après les données éco-stratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie Continentale*, XVII :125–155.
- Clauzon, G., Aguilar, J., and Michaux, J. (1987). The pliocene roussillon basin (eastern pyrenees, france) : a geodynamic evolution case of a mediterranean ria following the messinian salinity crisis. *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, 304(11) :585–590.
- Cohen, J. and Stockwell, J. J. (2001). Cwp/su : Seismic unix release no. : an open source software package for seismic research and processing. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*.
- Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J ; Gallup, C. D., Cutler, P. M., Burr, G. S., and Bloom, A. L. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(3-4) :253–271.
- Dalrymple, R., Boyd, R., and Zaitlin, B. (1994). *Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences*, volume 51. SEPM Special Publication.
- Davis, R. and Fitzgerald, D. (2003). *Beaches and coasts*. Blackwell Publishing.
- De Beaumont, L. (1845). *Leçon de géologie pratique, Tome 1*. Edition P. Bertrand.
- Dubar, M. and Anthony, E. J. (1995). Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the baie des anges, french riviera. *Quaternary Research*, 43(3) :329–343.
- Duvail, C., Gorinib, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., and Tadeu dos Reise, A. (2005). Correlation between onshore and offshore pliocene-quaternary systems tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, france). *Marine and Petroleum Geology*, 22 :747–756.
- Duvail, C., Le Strat, P., and Bourguine, B. (2001). Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du roussillon (pyrénées-orientales). *Rapport n°RP-51197-FR, BRGM*.

- Edwards, R., Beck, J. W., Burr, G. S., Donahue, D. J., Chappell, J. M. A., Bloom, A. L., Druffel, E. R. M., and Taylor, F. W. (1993). A large drop in atmospheric $14\text{C}/12\text{C}$ and reduced melting in the younger dryas, documented with 230th ages of coral. *Science*, 260 :962–968.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the younger dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342(6250) :637–642.
- Fisher, J. (1885). The topographic features of lake shores. *USGS 5th annual report*, pages 67–123.
- Fisher, J. (1967). Barrier island formation. *GSA Bulletin*, 78(9) :1125–1136.
- Fisher, J. (1968). Barrier island formation discussion. *GSA Bulletin*, 78(10) :1421–1426.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., and Violenti, D. (1994). Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318 :1103–1109.
- Hanebuth, T., Stattegger, K., and Grootes, P. M. (2000). Rapid flooding of the sunda shelf : A lateglacial sea-level record. *Science*, 288(5468) :1033–1035.
- Honeycutt, M. and Krantz, D. (2002). Shoreline change along delaware’s atlantic coast : Analyses of spatial variability and erosion-forecast uncertainty. *Shoreline Change Conference Proceedings*.
- Hsü, K., Cita, M., and Ryan, W. (1973). Origin of the mediterranean evaporites. In : Ryan, W. B. F, Hsü, K. J., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 13 :1203–1231.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. (2004). Marine04 : Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr bp. *Radiocarbon*, 46 :1059–1086.
- Johnson, D. (1919). Shore processes and shoreline development. *New York*, page 584P.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M. A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Taviani, M. (2006). Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the last glacial maximum (gulf of lions, nw mediterranean). *Marine Geology*, 234 :21–42.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., and Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis. *Nature*, 400 :652–655.
- Labeyrie, J., Lalou, C., Monaco, A., and Thommeret, J. (1976). Chronologie des niveaux eustatiques sur la cote de roussillon de -33,000 ans pb a nos jours. chronology of eustatic levels on the roussillon coast

- from 33,000 years ago to the present. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D : Sciences Naturelles*, 282(4) :349–352.
- Lofi, J. (2002). La crise de salinité messinienne : incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. *Ph.D. Thesis, Lille University I, France, unpublished*.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A., Mountain, G., Ryan, W. B., Steckler, M., and Fouchet, C. (2003). Plio-quaternary prograding clinoform wedges of the western gulf of lion continental margin (nw mediterranean) after the messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 198(3-4) :289–317.
- Mitchum, R. J. and Vail, P. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In : Payton, C. E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa*, 26 :135–144.
- Ollerhead, J. and Davidson-Arnott, R. (1995). The evolution of buctouche spit, new brunswick, canada. *Marine Geology*, 124 :215– 1709.
- Posamentier, H., Allen, G., James, D. P., and Tesson, M. (1992). Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76 :1687–1709.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., and Joseph, P. (2006). Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during glacial maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252 :119–137.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Bui Xuan Hy, A., Briquieu, L., Pezard, P., and Tessier, B. (submitted). Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamic of a wave-dominated coastal system (holocene deposits, northern gulf of lions, france). *Marine Geology*.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquieu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Van Grafenstein, U., Jorda, C., and Blanchemanche, P. (submitted). Late-holocene evolution of coastal lagoon in gulf of lions (south of france). *Bull. Soc. Geol. Fr.*
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., and Blanchemanche, P. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (hérault, south of france). *Marine Geology*, 251 :224–232.
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., and Bassinot, F. (2000). Radiocarbon reservoir ages in the mediterranean sea and in black sea. *Radiocarbon*, 42 :271–280.

- Tesson, M. and Allen, G. (1995). Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. exemple du golfe du lion (méditerranée, france) et des dépôts quaternaires. *C. R. Acad. Sci. Paris- série IIa*, 320 :39–46.
- Tesson, M. and Gensous, B. (1998). L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin nord-méditerranéen. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / earth & planetary Sciences*, 326 :121–127.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G., and Ravenne, C. (1990). Late quaternary deltaic lowstand wedges on the rhône continental shelf france. *Marine Geology*, 91 :325–332.
- W.D., M. (1890). Encroachments of the sea. *The Forum, L.S. Metcalf Edit*, 9 :437–449.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans, ed. American Geophysical Union*, 79 :579.
- Zaitlin, B., Dalrymple, R., and Boyd, R. (1994). The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. *In : Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A. (Eds.), Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51 :45–60.
- Zoppi, U., Albani, A., Ammerman, A., Hua, Q., Lawson, E., and Serandrei Barbero, R. (2001). Preliminary estimate of the reservoir age in the lagoon of venice. *Radiocarbon*, 43 :489–494.

Chapitre 6

Une étude conceptuelle par modélisation analogique

Des travaux de modélisation analogique ont été menés au sein du laboratoire *Géosciences Montpellier*. Ces modélisations n'apportent pas de réponses "définitives" mais permettent de soulever des idées ou des concepts qui ouvrent des perspectives sur la compréhension des systèmes littoraux. Nous avons vu, au cours des chapitres précédents, que les zones littorales à faibles apports sédimentaires directs peuvent enregistrer dans le message sédimentaire des forçages et des processus généralement "cachés" par la tectonique, l'eustatisme et les forts apports détritiques. Ces travaux de modélisation ont pour but de montrer qu'il existe, également à terre, des processus "sous-estimés" qui contrôlent les morphologies côtières.

Dans ce chapitre, on va voir comment la modélisation analogique permet une approche "source to sink" des forçages eustatiques et climatiques. Ces travaux de modélisation ont pour objectif d'étudier les morphologies créées dans les bassins versants et les dépôts dans l'avant côte, lors de variations eustatiques d'une part et climatiques d'autre part. Les variations climatiques sont modélisées par des changements du taux de précipitation sur le système.

Ces expériences analogiques tentent d'apporter des éléments de réponse : (1) sur le mode de formation et les processus d'incision d'un réseau hydrographique et (2) sur l'impact de l'héritage de vallées incisées sur la morphodynamique côtière.

L'**Annexe B** contient des photographies complémentaires qui illustrent les différents objets modélisés (prismes progradants, réseau hydrographique, etc.)

6.1 Introduction

L'architecture des dépôts sédimentaires marins observée sur le terrain ou par des méthodes de prospection géophysique, est décrite par des modèles de stratigraphie séquentielle. La géométrie des différents cortèges sédimentaires dépend principalement de l'eustatisme, de la subsidence et du taux d'apport sédimentaire. L'importance de ces différents facteurs fait débat. Posamentier et al. (1988) montrent que la variation du niveau de base est le principal facteur contrôlant les architectures marines et de plaine côtière. Ce paramètre est également responsable de la morphologie des bassins versants (Schumm, 1993). D'autres auteurs (Gordon and Bridge, 1987) suggèrent l'importance de la tectonique, des variations d'apport sédimentaire et de la subsidence. Afin de mieux cerner les effets de ces différents paramètres, de nombreux modèles analogiques ont été mis au point. Par exemple, Koss et al. (1994) étudient les effets de l'eustatisme sur la plaine côtière et sur le système de plate-forme. Cette étude se fait en prenant en compte la subsidence différentielle des domaines concernés. Heller et al. (2001) caractérisent les géométries sédimentaires dans un bassin pour différents taux de subsidence. Ces études et les nombreux autres travaux de modélisations ne s'intéressent qu'aux architectures marines ou de plaine côtière.

Les travaux de modélisation présentés ici ont pour objectif d'étudier les morphologies créées dans les bassins versants et les dépôts d'avant côte au cours de variations eustatiques d'une part et climatiques d'autre part. Ces modélisations ont été réalisées afin de suivre l'évolution et les interactions des différents processus sur l'ensemble du système, du domaine continental au domaine marin. Dans ce contexte, notre étude s'est intéressée à : (1) l'architecture et l'évolution des cortèges sédimentaires marins formés aux différents stades eustatiques, (2) l'incision du réseau hydrographique et la formation de terrasses alluviales et (3) la migration des environnements de dépôts observée dans le remplissage des vallées incisées.

6.2 Dispositif expérimental

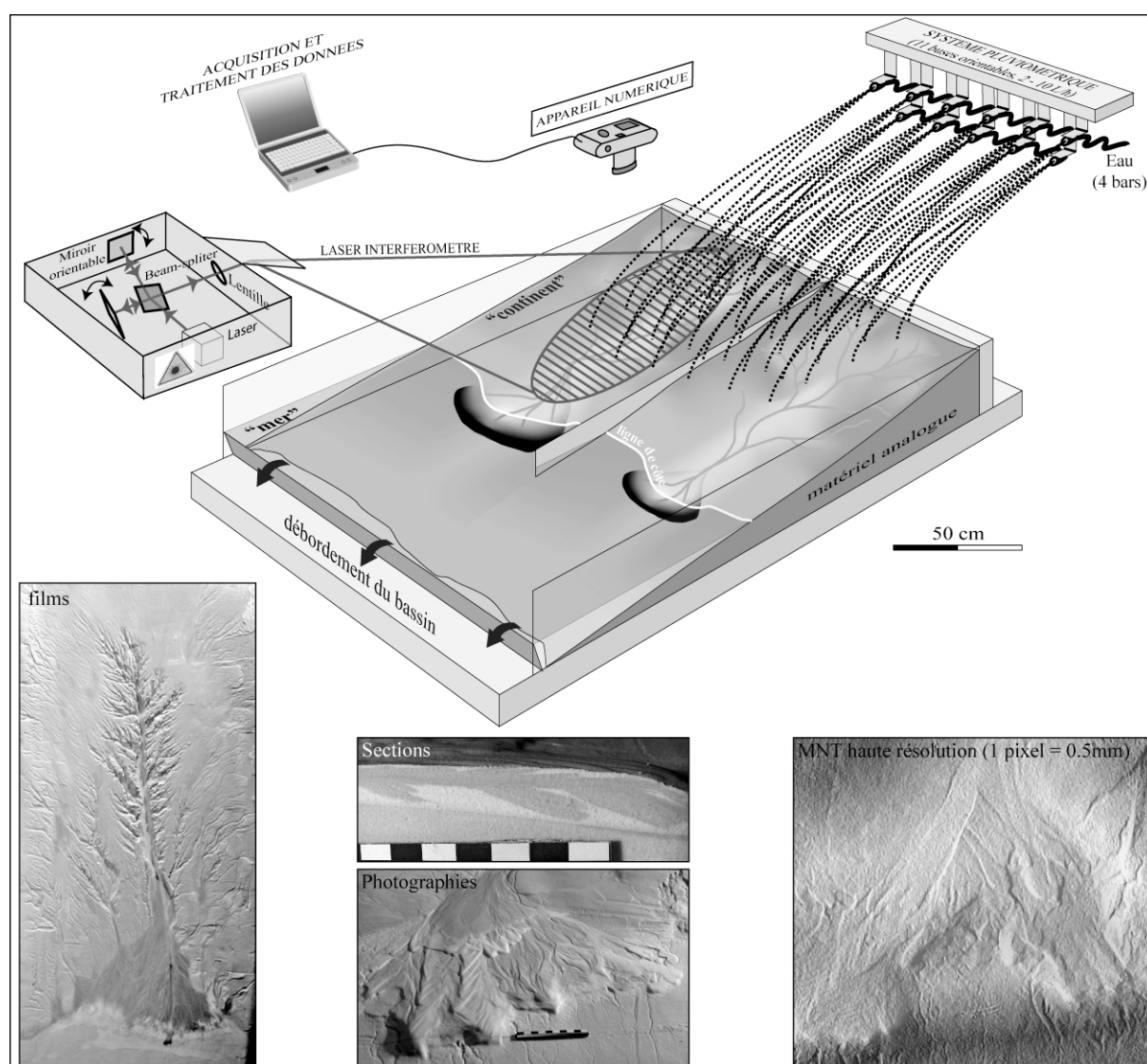


FIG. 6.1 – Dispositif expérimental conçu pour observer les processus et l'évolution de l'érosion d'un bassin versant, le transport des sédiments et leur dépôt sur la plaine côtière et l'avant côte, en réponse à des cycles de variations du niveau marin et de précipitations.

Le dispositif expérimental est constitué d'un bassin étanche de 220 centimètres de long sur 145 de large et de 20 centimètres de haut (figure 6.1). Dans ce bassin, nous reproduisons un domaine continental avec une topographie simple (pente régulière de 10 %) et un domaine marin. Le domaine continental est séparé en deux bassins versants identiques. Ce domaine est reproduit par un matériau granulaire à quatre composants : 25% de PVC, 5% de talc, 35% de poudre de silice et 35% de microbilles de verre. La composition de ce matériau a été choisie afin de reproduire des morphologies de bassin versant les plus représentatives du milieu naturel (Graveleau et al., 2007; Graveleau and Dominguez, 2008). Ce matériau est saturé en eau. L'érosion est provoquée par la vaporisation d'eau en amont du système (jets sous pression pour réduire au maximum la taille des gouttellettes). Les cycles eustatiques, de 2 centimètres d'amplitude, sont créés par la variation de hauteur d'un trop plein. Ces variations correspondent à des cycles de l'inclinaison du panneau aval du bassin. Les variations de pluviométrie sont provoquées

simplement par la diminution de l'arrivée d'eau. Le forçage tectonique est nul. On peut suivre ainsi les réponses (érosions, dépôts, transports) aux variations eustatiques ou pluviométriques (=climatiques). Des séries de photographies azimuthales sont réalisées au cours de l'expérience. Celles-ci permettent de faire des films de l'expérience. Il est également possible de faire un "Modèle Numérique de Terrain" (MNT) du modèle à différentes étapes de son évolution, par interférométrie laser. Ces données sont complétées par des photographies de détails et des sections dans le matériau en fin d'expérience.

Le dimensionnement du modèle qui est traité par Graveleau et al. (2007). Ce dispositif expérimental a pour but de reproduire des processus naturels et d'en apporter une vision qualitative. Il est en aucun cas question d'apporter des réponses quantitatives sur les volumes de sédiments érodés, transportés et déposés ou sur des dimensions d'objets géologiques.

6.3 Protocole expérimental

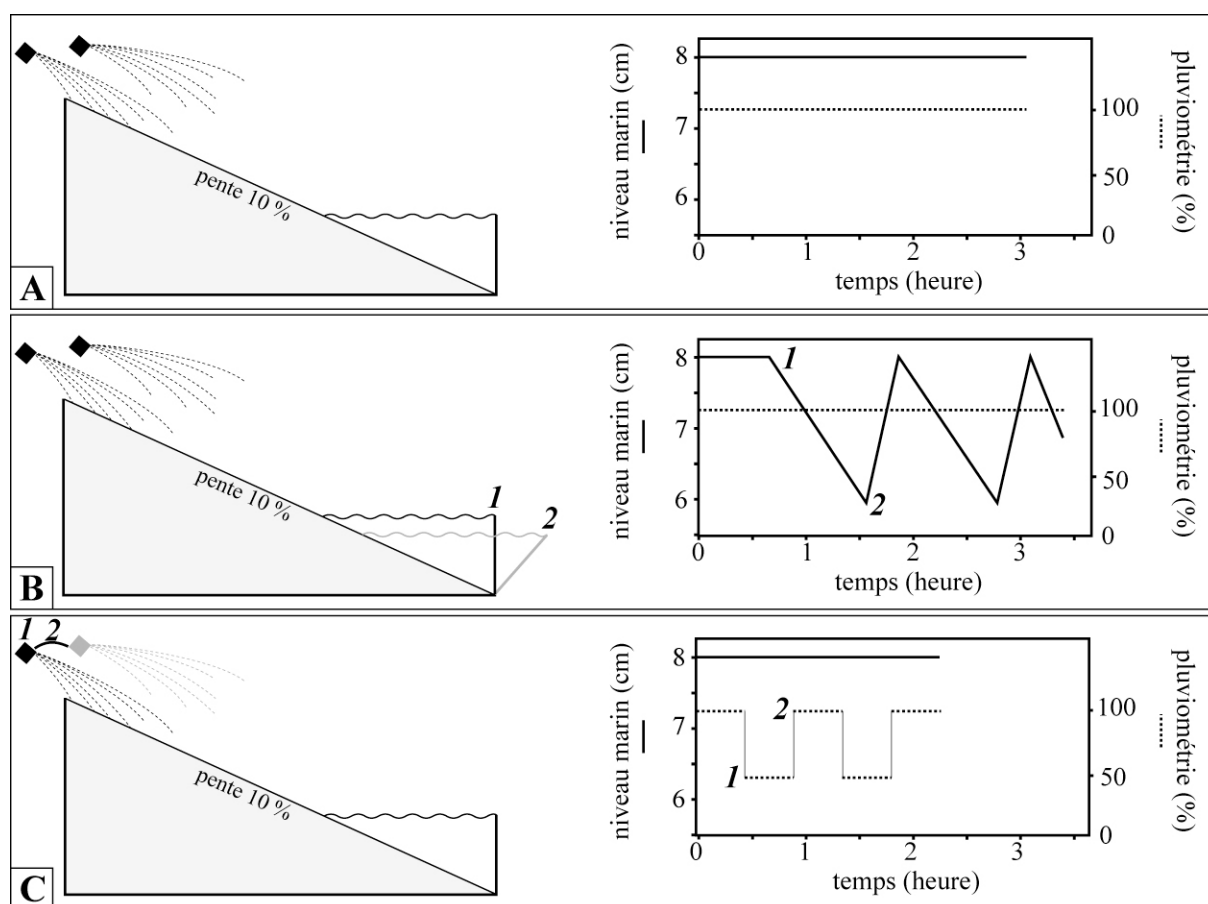


FIG. 6.2 – Schémas des différentes expériences menées lors de l'étude : A. expérience standard, B. expérience avec des variations eustatiques et C. expérience avec des variations climatiques (pluviométrie).

Trois types d'expérience (figure 6.2) qui se voulaient les plus simples possibles ont été menées. Les paramètres eustatique et climatique sont testés individuellement. Le morphologie initiale de chaque

expérience est simple et identique. Il correspond à une pente générale de 10 % au centre du bassin versant. Les pentes "secondaires" plus importantes convergent vers cette zone.

Expérience standard : Paramètres constants.

Au cours de cette expérience, le modèle ne subit aucune modification des paramètres eustatique et pluviométrique. Le niveau marin est maintenu constant à 8 centimètres de hauteur, par un système de trop plein. La pluviométrie est à 100 %. L'expérience dure 160 minutes. Cette expérience standard a pour but de tester les processus autocycliques qui agissent lors de la formation d'un réseau hydrographique ainsi que son évolution vers le profil d'équilibre.

Expérience des variations eustatiques.

Durant cette expérience la pluviométrie est constante à 100 %. L'expérience commence par une phase de formation du réseau hydrographique, durant laquelle le niveau marin est maintenu constant à 8 cm de hauteur (niveau maximum). Cette phase dure environ 40 minutes et est suivie par les cycles eustatiques, de 2 centimètres d'amplitude (figure 6.2). Ces derniers correspondent à des cycles de 80 minutes au cours desquels le niveau marin baisse pendant 60 minutes, puis remonte les vingt dernières minutes. Cette différence de vitesse entre les régressions et les transgressions est analogue avec les cycles glacio-eustatiques (*cf. Chapitre 2*).

Expérience des variations climatiques.

Durant cette expérience le niveau marin est constant à 8 centimètres de hauteur. Les variations climatiques correspondent à des phases de forte (100 %) et de faible (50 %) pluviométrie (figure 6.2). Chaque phase dure 30 minutes, sur une durée totale de 150 minutes d'expérience.

6.4 Résultats

6.4.1 Expérience standard (paramètres constants)

L'évolution du réseau hydrographique qui tend vers son profil d'équilibre, se fait par phases. Dès le début de l'expérience un chenal se forme par incision et érosion régressive à partir de la surface initiale du modèle (figure 6.3). Pendant cette première phase, le chenal principal s'élargit. On note que l'érosion régressive est de moins en moins importante comme en témoigne le faible recul du réseau hydrographique.

Au cours d'une seconde phase, le système s'incise (figure 6.4). On observe la formation d'une vallée incisée étroite sur l'ensemble de la plaine côtière. Un "nickpoint" se propage de l'apex du cône vers l'amont. Ce nickpoint correspond au point le plus amont de l'incision qui migre par érosion régressive. On a alors (1) un cône alluvial qui prograde dans une direction principale (chenal unique sur la plaine côtière), (2) la formation de surfaces d'abandon et (3) une reprise importante de l'érosion régressive en amont du système lorsque le nickpoint atteint cette zone.

Après cette phase d'incision, le chenal formé s'élargi "spontanément". Le chenal unique de la plaine côtière est rempli par les produits de l'érosion en amont. Cette zone est parcourue par de nombreux chenaux qui avulsent. Ceci a pour effet d'homogénéiser le front du cône, en répartissant de façon globalement homogène les dépôts sur le front du cône.

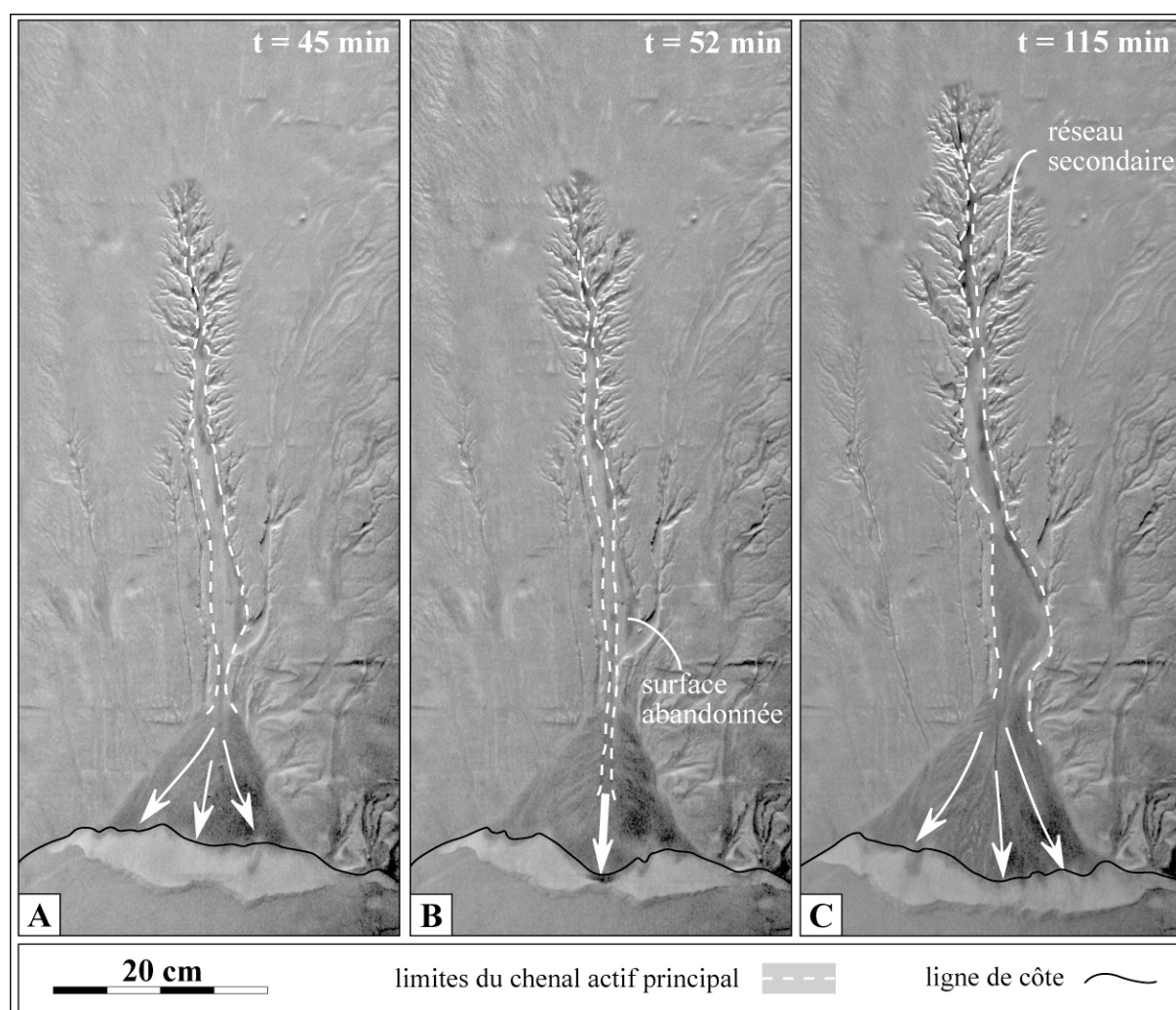


FIG. 6.3 – Photographies azimuthales de trois stades de l'expérience standard. A. Photographie correspondant à la fin de l'élargissement du premier chenal, après 45 minutes d'expérience. B. Début de l'incision du chenal ($t = 52$ minutes). On observe la formation de surfaces d'abandon. C. Photographie de ce même chenal pendant la seconde phase d'élargissement à $t = 115$ minutes.

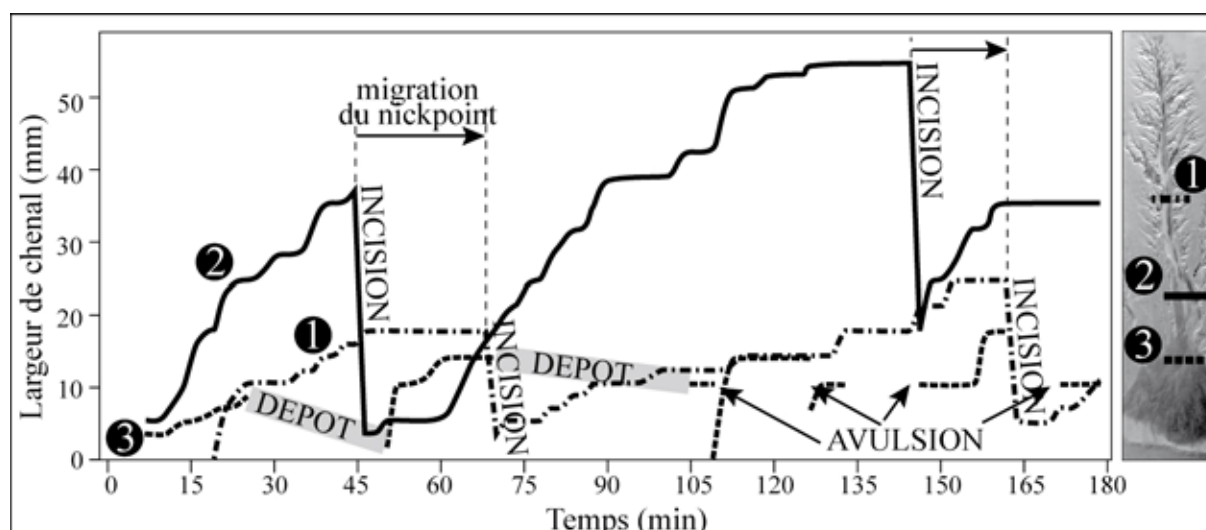


FIG. 6.4 – Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience standard (paramètres eustatique et pluviométrique constants) en trois points le long du profil du chenal : 1. Amont, 2. milieu du réseau et 3. plaine côtière.

6.4.2 Expérience à variations eustatiques

6.4.2.1 Les dépôts d'avant côte

La figure 6.5 présente l'architecture générale, en trois dimensions, des dépôts d'avant côte créés au cours d'un cycle de variations du niveau marin. Lors de la chute du niveau marin (1) on observe la formation de cônes progradants. La taille de ces corps sédimentaires dépend du réseau hydrographique qui se forme sur la plaine côtière. Le réajustement permanent de ce réseau se fait par incision et avulsion des différents chenaux. Sur la plaine côtière, les dépôts successifs sont soumis à l'émersion et sont érodés. Les cortèges transgressifs se forment pendant la remontée du niveau marin (3). Ils correspondent à des dépôts discrets reposant sur la surface de transgression. Cette surface correspond à la surface d'érosion qui se développe sur le prisme de bas niveau marin. Ces dépôts, discontinus et de faible épaisseur, se forment dans l'axe des vallées incisées de la plaine côtière (figure 6.5). Ils sont facilement oblitérés ou érodés lors des phases de sédimentation postérieures.

Lorsqu'on atteint le haut niveau marin (4), un nouveau prisme progradant se met en place (prisme de haut niveau marin). Sur la plaine côtière, la vallée incisée principale dans laquelle se sont déposés les cortèges transgressifs, est entièrement comblée. On retrouve un système de petits chenaux avulsant, qui distribuent les sédiments sur l'ensemble du front littoral. Ces architectures de dépôts sont en accord avec les modèles de stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1987; Posamentier et al., 1992).

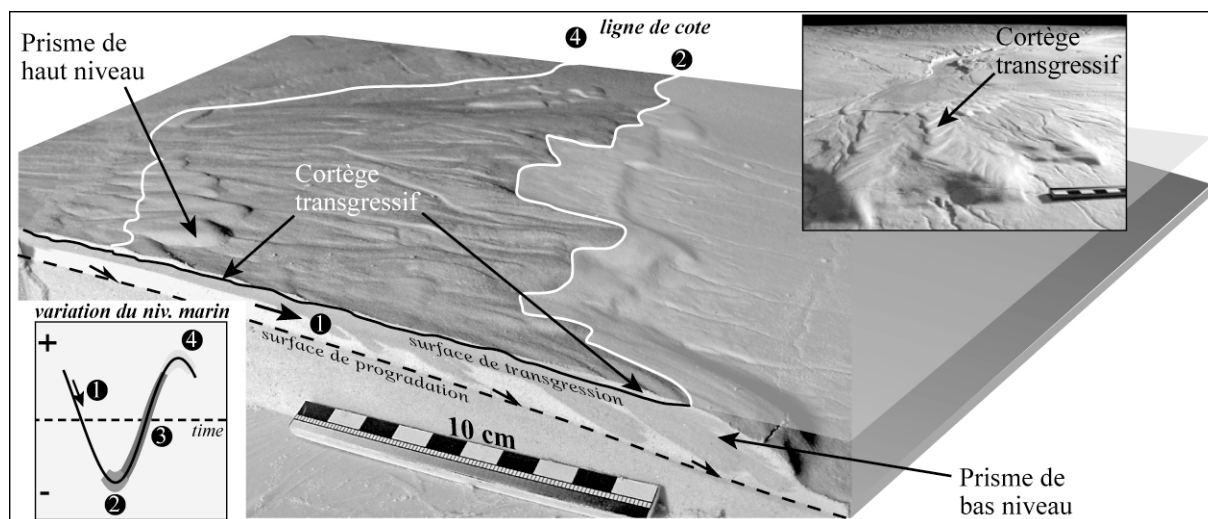


FIG. 6.5 – Bloc diagramme des dépôts d'avant côte (réalisé à partir de photographie). L'architecture de ces dépôts est la réponse stratigraphique d'un cycle eustatique. On retrouve les dépôts associés à la phase de régression (1), au bas niveau marin (2), à la transgression (3) et au haut niveau marin (4). On notera que le matériau permet d'observer des variations latérales de faciès. Les particules blanches sont les plus fines.

6.4.2.2 L'évolution du réseau hydrographique

Pendant la phase de transgression, les rivières ne perdent pas totalement leur "pouvoir érosif" comme en témoigne le remplissage des vallées incisées par le cortège transgressif. Il n'y a plus d'incision mais une "érosion latérale" des terrasses formées au cours de la chute du niveau marin précédente. C'est une période d'élargissement des chenaux (figure 6.6). Le matériel érodé pendant la transgression contribue aux dépôts de la plaine côtière. Ces cycles d'incision et d'élargissement sont à l'origine de la formation des terrasses (incision) et de leur possible destruction (érosion latérale). Contrairement à l'expérience standard où des cycles sont "spontanés", ils sont ici clairement contrôlés par les variations du niveau marin.

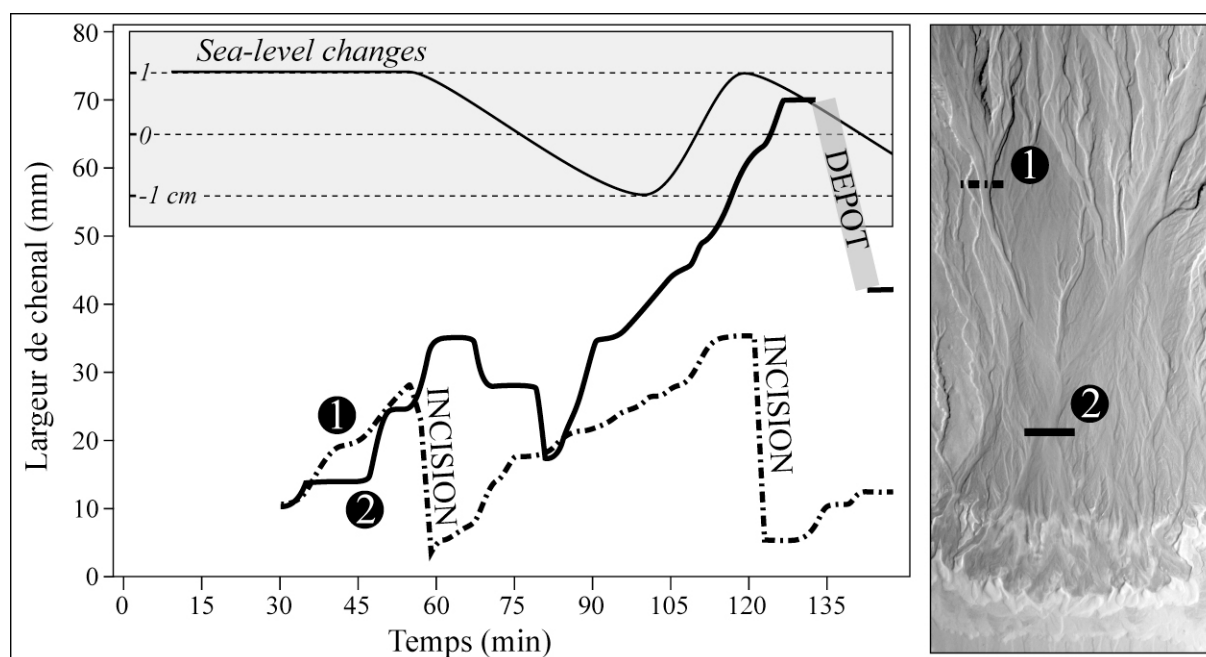


FIG. 6.6 – Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience des cycles eustatiques. Les mesures sont faites en deux points le long du chenal : 1. milieu du réseau et 2. plaine côtière. Les variations du niveau marin imposées au cours de l'expérience sont reportées sur le graphique.

6.4.3 Expérience à variations climatiques (= pluviométriques)

Au cours de cette expérience, nous nous intéressons uniquement à l'évolution du réseau hydrographique. Les dépôts d'avant côte ne présentant ici qu'une progradation continue.

Les 30 premières minutes de l'expérience correspondent à la formation du réseau hydrographique à partir du modelé initial (figure 6.7). Au cours de la première diminution du taux pluviométrique (de 100 à 50 %), à $t = 30$ minutes, on observe un important dépôt dans la plaine côtière, l'arrêt de l'élargissement du chenal en milieu du réseau et une légère incision en amont (figure 6.8). Par la suite, une vallée incisée se développe sur la plaine côtière et un nickpoint migre vers l'amont. L'incision du réseau hydrographique entraîne la formation de terrasses (figure 6.7). Dès le début de la phase à forte pluviométrie ($t = 60$ minutes), l'ensemble du réseau est caractérisé par l'élargissement des chenaux. Par la suite, les chenaux de la plaine côtière s'incisent et un nickpoint migre vers l'amont. A ce moment là, la partie amont du réseau n'évolue plus. Aucune incision n'est observée (pas de migration du nickpoint jusqu'à cette zone ; figure 6.7) ainsi qu'aucun élargissement (figure 6.8). Durant la phase de faible pluviométrie qui suit (de $t = 90$ à 120 minutes), l'aval du réseau hydrographique est caractérisé par l'élargissement puis l'incision des chenaux. La plaine côtière se développe dans une direction préférentielle sous l'effet du fonctionnement d'un chenal unique. L'amont du réseau n'évolue toujours pas. Au cours de la dernière phase de forte pluviométrie (de $t = 120$ à 150 minutes), le chenal de la plaine côtière s'élargit. Les deux parties du réseau,

amont et aval, qui semblaient être "déconnectées" tendent à se rééquilibrer. Le nickpoint recommence à migrer vers l'amont du réseau comme en témoigne l'incision des chenaux de cette zone. Le matériel érodé est déposé dans les chenaux de la plaine côtière afin de tendre vers le profil d'équilibre total du système.

La succession de phases de faible pluviométrie facilite le développement de certains chenaux au dépend d'autres. Le réseau hydrographique se simplifie par abandon des chenaux inactifs.

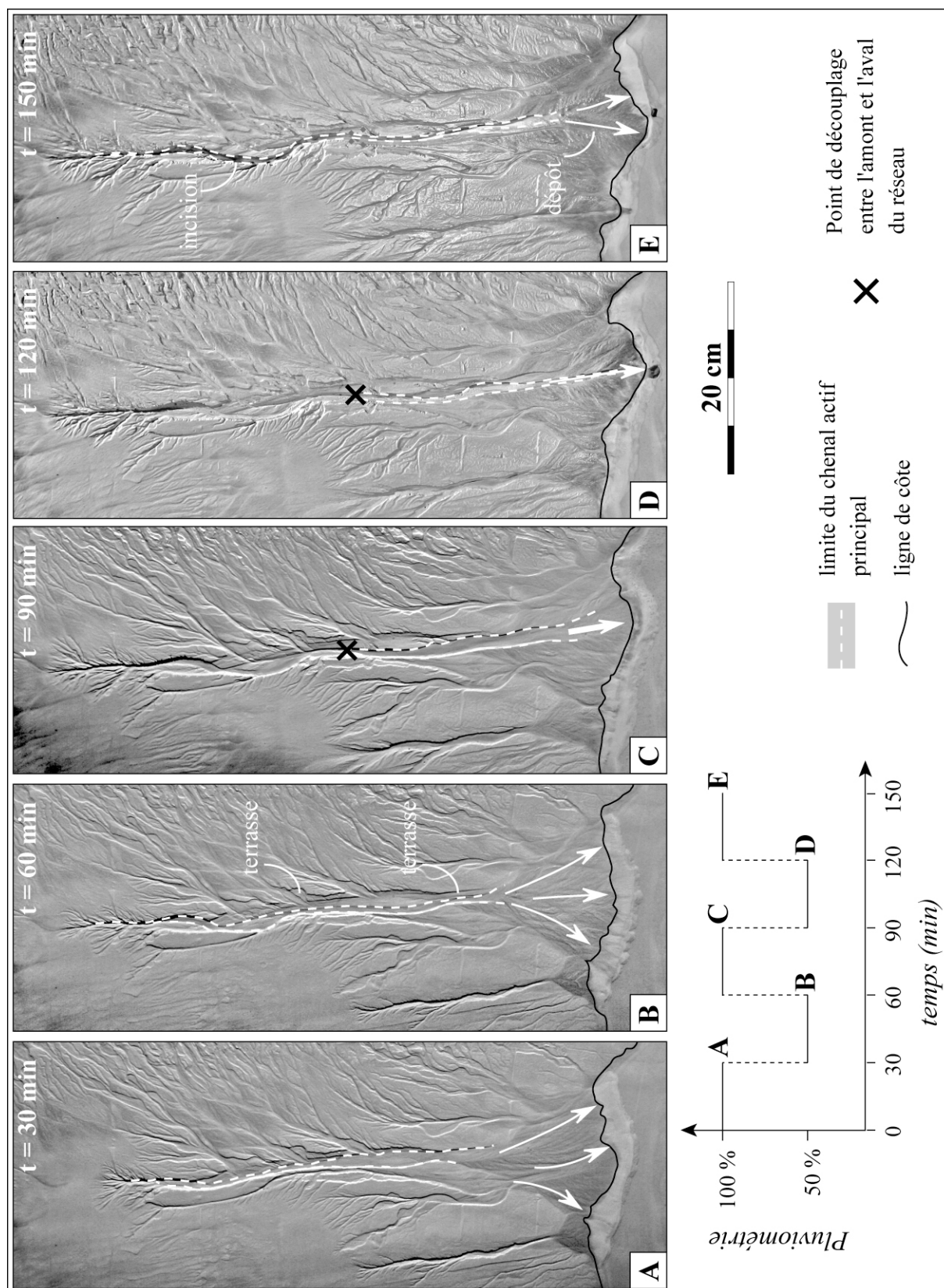


FIG. 6.7 – Photographies azimuthales de la fin de chaque phase de l'expérience à variations pluviométriques et à niveau marin constant (8 centimètres de haut).

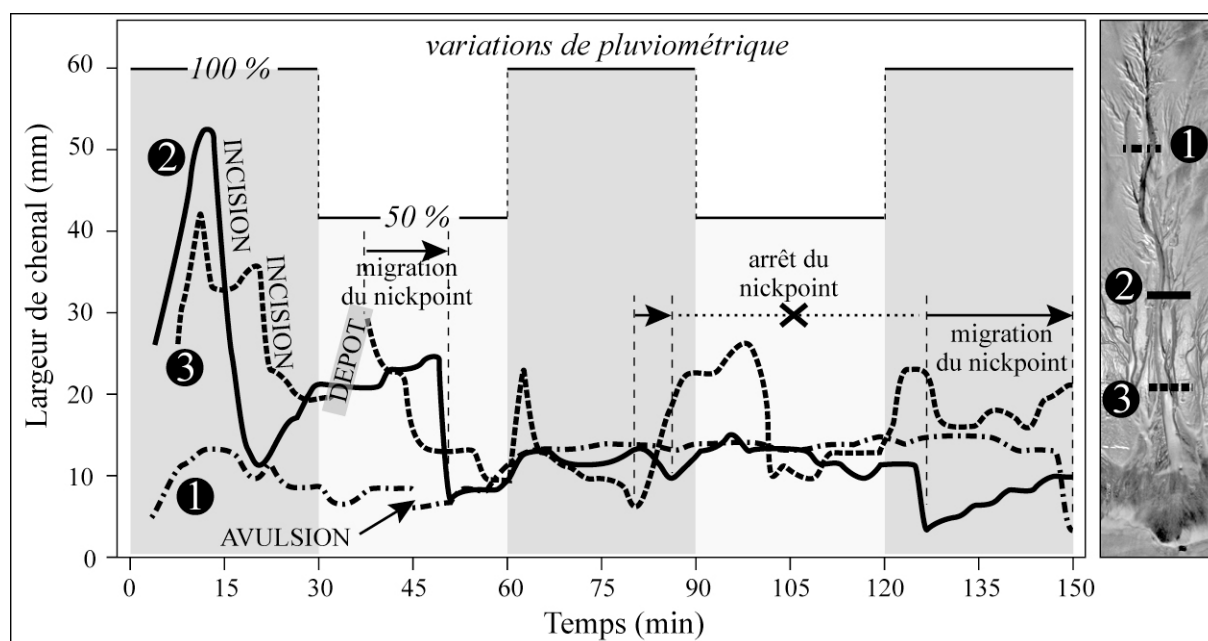


FIG. 6.8 – Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience des cycles pluviométriques. Les mesures sont faites en trois points le long du chenal : 1. Amont, 2. milieu du réseau, 3. plaine côtière. Les cycles pluviométriques imposés au cours de l'expérience sont reportés sur le graphique.

6.5 Discussion

6.5.1 Les cortèges sédimentaires d'avant côte

Les cortèges sédimentaires formés au cours des expériences sont parfaitement en accord avec les modèles de stratigraphie séquentielle (*cf. Chapitre 2* ; Vail et al. (1987); Posamentier et al. (1992)). Sur le type de marge modélisé, sans tectonique, ces cortèges sont directement liés aux variations du niveau marin.

Les variations eustatiques et/ou climatiques (= pluviométriques) influencent la répartition des apports sédimentaires sur la marge. La réponse à ces cycles est de deux types : (1) les sédiments arrivent sur la marge mais leur répartition varie et (2) les sédiments sont bloqués en amont.

Dans le premier cas, la répartition des sédiments dépend de la morphologie du réseau hydrographique. Lorsque le réseau s'incise sous l'effet d'une chute du niveau marin ou d'un changement climatique, les apports sédimentaires sur la marge sont localisés au droit des vallées incisées. Dans ce cas là, la progradation des prismes sédimentaires est importante. Par contre, si la plaine côtière est principalement caractérisée par une phase de dépôt, le réseau hydrographique est composé de nombreux chenaux qui distribuent les sédiments de façon homogène à l'échelle d'un exutoire fluvial.

Le deuxième cas correspond au blocage des apports sédimentaires dans les vallées incisées. Dans ce cas

là, les sédiments sont piégés au niveau de la ligne de côte dans les canyons formés, par exemple, lors d'une chute du niveau marin (figure 6.5). La marge est alors appauvrie en apports sédimentaires.

6.5.2 Le remplissage des vallées incisées

Dans la nature, des auteurs comme Tesson and Gensous (1998) montrent que les cortèges transgressifs sur les marges sont discontinus et de faible épaisseur. D'autres études montrent qu'une transgression marine peut être uniquement identifiée par la présence d'une surface de ravinement par les vagues (Tessier et al., 2000; Certain, 2002).

La modélisation met en avant l'appauvrissement en apports sédimentaires de la plate-forme continentale, au cours des périodes de transgressions marines. Ces périodes sont alors enregistrées par la formation d'une surface de transgression. Par contre, en zone côtière, les vallées incisées piègent les apports sédimentaires continentaux. Le remplissage de ces canyons enregistre la transgression marine par la rétrogradation des dépôts. L'étude de ce remplissage constitue donc un point important pour la compréhension des architectures sédimentaires côtières et pour l'enregistrement des variations du niveau marin.

6.5.3 Le processus d'incision et la formation de terrasse

6.5.3.1 La zonation du profil en long d'une rivière

L'observation de l'évolution d'un réseau hydrographique au cours des expériences analogiques a permis de mettre en évidence des cycles d'incision et d'élargissement des chenaux. Ces cycles peuvent être autocycliques, provoqués spontanément sans aucune modification des paramètres expérimentaux. Par contre, leur fonctionnement peut être déclenché par des cycles eustatiques. Ces phases d'incision et d'élargissement successives sont responsables de la création de terrasses dans le réseau hydrographique. La figure 6.9 décrit cette évolution et la zonation d'un profil de rivière.

Sur un profil en long d'une rivière, on distingue trois zones : (A) La zone amont qui est toujours en incision. On note qu'au cours de cycles eustatiques, l'érosion régressive est moins importante pendant les phases de transgression. (B) La zone centrale est principalement caractérisée par l'incision des chenaux pendant les phases de régression eustatique (phases 1 et 3). Ces chenaux sont élargis par "érosion latérale" lors de la remontée du niveau marin (phases 2 et 4). Enfin, la zone aval (C) correspond à la plaine côtière. Cette zone est en incision pendant la chute du niveau marin (phases 1 et 3) et en dépôts pendant les phases de transgression marine (phases 2 et 4). On note que les cycles pluviométriques (niveau marin constant) ne conduisent pas à une réponse simple du réseau hydrographique. L'augmentation et la diminution de la pluviométrie entraînent dans les deux cas l'incision et l'élargissement des chenaux.

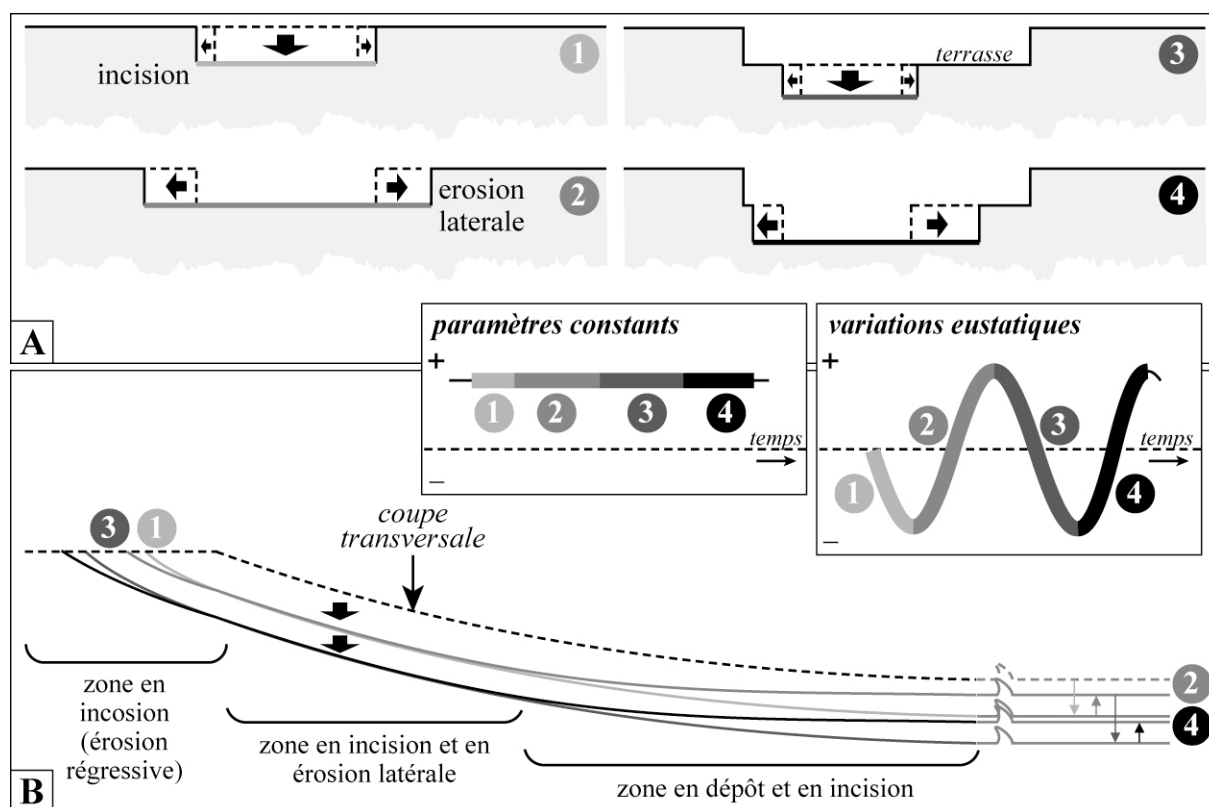


FIG. 6.9 – Modèle des cycles d'incision et d'élargissement d'un chenal. Ces cycles peuvent être autocycliques ou en réponse à des variations du niveau marin. A. Evolution de la section transversale d'un chenal. B. Evolution du profil en long d'une rivière et zonation des processus d'érosion.

6.5.3.2 Les cycles spontanés d'incision et d'élargissement d'un chenal

Nous avons vu qu'avec un volume d'eau constant et un niveau de base stable (pas de variation eustatique) les chenaux s'incisent et s'élargissent spontanément. Ce phénomène autocyclique peut être expliqué par l'évolution du profil vertical des vitesses d'écoulement dans la colonne d'eau. Schumm (1960) montre que la forme de la section transversale d'un chenal (rapport entre la largeur et la hauteur) est en relation avec la distribution du cisaillement hydraulique généré par le déplacement de la masse d'eau, et la résistance du matériau des berges. Un chenal large et peu profond présente un gradient de vitesse d'écoulement de l'eau et un cisaillement hydraulique plus important sur le fond que dans un chenal étroit et profond. A l'inverse, un chenal étroit et profond est caractérisé par un cisaillement hydraulique important sur ses berges (figure 6.10).

L'élargissement du chenal entraîne, pour un volume d'eau constant, une diminution de la hauteur de la colonne d'eau. Cette diminution modifie le profil de vitesses d'écoulement de l'eau dans le chenal. Au fur et à mesure que le niveau de l'eau baisse, la vitesse et le cisaillement hydraulique sur le fond du chenal augmente. Lorsque ce cisaillement atteint un seuil critique d'érosion, le chenal s'incise. Ce seuil n'est pas quantifié ici et dépend du type de matériau (Schumm, 1960). L'incision du chenal transforme à

nouveau le profil de vitesses et induit l'augmentation du cisaillement hydraulique sur les berges. Lorsque le cisaillement sur les berges est supérieur au cisaillement sur le fond, une nouvelle phase d'élargissement par érosion latérale commence.

On note que les phases d'incision sont beaucoup plus rapides que les phases d'élargissement (figure 6.4). On observe également l'augmentation de la largeur critique que doit atteindre le chenal avant de s'inciser. Ceci s'explique par le fait que le réseau hydrographique se rapproche de son niveau d'équilibre.

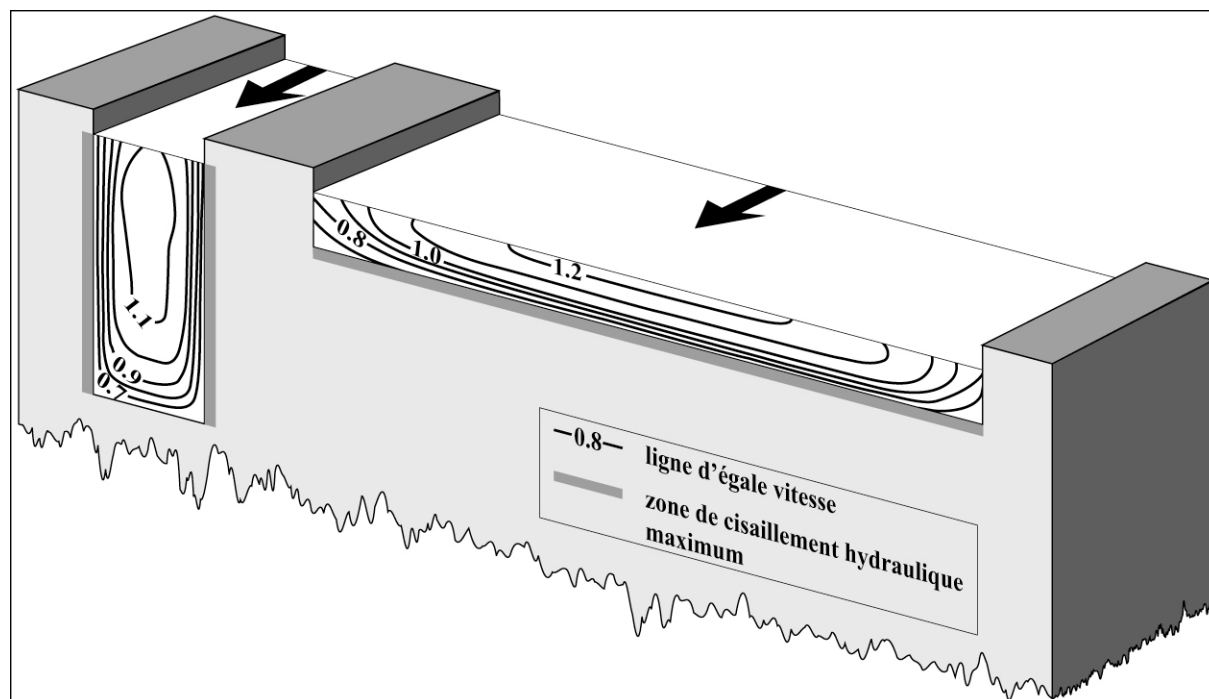


FIG. 6.10 – Modèle de la vitesse d'écoulement de l'eau dans un chenal en fonction de sa largeur et de sa profondeur. Modifiée d'après Schumm (1960).

6.6 Conclusion

La modélisation analogique aide à la compréhension des processus dans une approche "source-to-sink" au cours des périodes de régression et de transgression. On peut également appréhender par cette méthode l'interférence des phénomènes autocycliques (avulsions de chenaux, formation de terrasses) avec les forçages allocycliques (eustatisme, climat) dans l'enregistrement sédimentaire.

L'architecture des dépôts côtiers obtenue par la modélisation est parfaitement en accord avec le modèle traditionnel de stratigraphie séquentielle. Ceci montre la validité de ce type de modélisation analogique pour l'étude des relations érosion-transport-dépôt en réponses aux variations eustatiques.

Les variations du niveau marin sont décisives dans l'évolution de la morphologie d'un réseau hydrographique. En retour, la morphologie héritée contrôle la quantité et la répartition des apports sédimentaires

sur la marge et donc l'architecture des cortèges sédimentaires. La présence de vallées incisées au niveau de la ligne de côte peut totalement changer l'enregistrement sédimentaire. Elles sont des zones privilégiées pour l'étude des périodes de transgression marine puisqu'elles constituent les zones de piégeage principales des sédiments continentaux au cours de ces périodes eustatiques particulières.

Un point très important, soulevé par cette série d'expériences, est la formation de terrasses fluviales emboîtées sans forçage tectonique, eustatique ou climatique. Les cycles d'incision et d'élargissement des chenaux d'un réseau hydrographique sont autocycliques. Il semble donc que la présence de terrasses fluviales ne soit pas un argument suffisant pour invoquer de la tectonique (bascullement de marge, etc.) ou quelque autre forçage externe. Cependant, les variations eustatiques forcent le timing de ces cycles. Elles jouent un rôle décisif dans la préservation des terrasses. En effet, les périodes d'élargissement d'un chenal tendent à effacer les terrasses formées par les incisions précédentes. Les cycles eustatiques de hautes fréquences (par rapport aux cycles autocycliques du réseau hydrographique) permettent le début des phases d'incision avant que l'élargissement n'ait totalement érodé les terrasses.

Conclusion générale

Cette thèse s'est articulée selon deux axes principaux. Dans un premier temps, elle consistait à étudier le système côtier palavasien par une approche de géophysique marine et de terrain. Dans ce but, d'importantes campagnes de prospection sismique et de carottage ont été mises en place en mer et en lagune. Ces travaux ont permis de déterminer l'histoire Holocène du littoral. La compréhension de la dynamique de ce littoral est primordiale puisque son évolution morphodynamique a un impact direct sur l'économie régionale. L'étude de ce système côtier a également permis d'appréhender des concepts généraux sur les processus et les facteurs qui contrôlent les cortèges de dépôts et l'évolution d'un littoral pauvre en apports sédimentaires, au cours de variations du niveau marin.

Dans un second temps, nous avons mis au point une série de modélisations analogiques d'un système littoral, du bassin versant à l'avant-côte. Ces expériences ont permis, d'une part de proposer un modèle d'incision d'un bassin versant et d'autre part, de caractériser l'impact des vallées incisées sur la morphodynamique côtière.

L'histoire Holocène du système côtier languedocien

Au cours du dernier maximum glaciaire (20 000 ans B.P.), la zone du segment de Maguelone est entièrement émergée. Cette zone présente une topographie très irrégulière, appelée RES dans cette thèse. La RES est caractérisée par la présence des vallées incisées de la Mosson et du Lez qui se sont formées au cours des cycles glacio-eustatiques.

A l'Holocène, pendant la transgression post-glaciaire, la mer envahit toute la zone. La ligne de côte décrit alors de petits golfes et des caps rocheux formés par les plateaux des Aresquiers et de Maguelone. Les vallées incisées forment alors des rias. Durant cette remontée du niveau marin, les intervalles de sables bioclastiques marins (*Chapitre 4*) se déposent sur la RES qui constitue alors la surface de transgression post-glaciaire. Les premiers dépôts lagunaires, observés dans le paléo-canyon du Lez, ont été datés à 7 349 \pm 126 ans Cal. B.P. Or, nous savons que le niveau marin actuel est atteint seulement aux alentours de 6 000 ans B.P. (*Annexe C*). On a donc la preuve que l'environnement lagunaire se met en place au cours des derniers stades de transgression. La position des dépôts lagunaires montre que la barrière littorale, responsable de la formation de ces lagunes précoces, était située au moins à 500 mètres au large du littoral actuel. L'analyse des géométries de corps sableux observés en mer, montre que la fermeture de l'environnement lagunaire est due à la progradation de flèches sableuses, vers le Sud-ouest, parallèlement à la côte (unit U2). La formation de ces flèches est provoquée par le transport des sédiments rhodaniens par la dérive littorale. Ces flèches sableuses s'accrochent sur les caps rocheux et isolent des domaines lagunaires profonds (ordre de grandeur décamétrique).

La déstabilisation des flèches sableuses et le début de la rétrogradation de la barrière littorale sur les

dépôts lagunaires sont estimés vers 5 500 ans B.P. Ces processus sont provoqués par la diminution de la vitesse d'élévation du niveau marin (*Chapitre 5*). On estime que la barrière littorale sableuse atteint sa position actuelle aux alentours de 1 800 ans B.P., comme en témoigne la datation ^{14}C de la base du cordon sableux actuel.

Actuellement, l'érosion par la houle provoque la migration de la barrière sableuse vers le continent. Le matériel sableux est transporté dans les lagunes sous forme de cônes de débordement de tempêtes.

Un modèle de système côtier microtidal contrôlé par une dynamique longshore

Nous avons vu que les géométries et l'évolution des cortèges sédimentaires côtiers ne peuvent pas s'expliquer par une vision cross-shore (perpendiculaire à la côte) classique en stratigraphie séquentielle (*Chapitre 4*).

La dynamique côtière est contrôlée par des processus court terme (houle, tempête, interaction houle/courant, etc.) et long terme (eustatisme, morphologie héritée, tectonique, etc.). Les modèles de stratigraphie séquentielle considèrent trois paramètres qui contrôlent les géométries sédimentaires : l'eustatisme, la subsidence et la quantité d'apports sédimentaires (Posamentier and Allen, 1993). Kraft et al. (1987) montrent que pour bien comprendre un environnement littoral, il est nécessaire de prendre en compte des processus et des bilans de transfert de sédiments en 3 dimensions. L'étude du système côtier palavasien, pauvre en apports sédimentaires directs, montre que l'architecture des dépôts côtiers est contrôlée par l'hydrodynamique longshore et par la répartition des apports sédimentaires sur la marge. En résumé, ce système constitue un exemple de littoral dominé par la dynamique longshore. Dans ce type de système, le message sédimentaire enregistré à l'échelle géologique, découle de processus qui agissent sur le court terme tels que la houle et les courants (surface de ravinement par la houle, recul de la barrière littorale sous l'effet des tempêtes, etc.).

Un modèle de formation d'un système côtier contrôlé par la dynamique longshore découle de ces observations. Une zone côtière à faibles apports continentaux directs mais avec un flux d'apports longshores important est caractérisée par : (1) l'absence de dépôts progradants bien exprimés, (2) la présence de flèches sableuses longshores et (3) un contrôle important par la morphologie héritée. Ces zones restent, malgré les apports longshores, des systèmes côtiers pauvres en apports de sédiments.

La caractérisation des flèches sableuses. L'étude des flèches sableuses, caractérisées par les outils de géophysique marine, conduit à un modèle des géométries et des faciès de ces structures sédimentaires

(Chapitre 4). Ce modèle peut apporter une nouvelle vision des corps sableux identifiés sur les marges. De plus, il montre l'importance de la dynamique longshore pour la construction des systèmes côtiers actuels et fossiles. La présence de ces objets sédimentaires permet 1) de contraindre la balance sédimentaire et de définir les zones d'apports et 2) d'intégrer l'hydrodynamique dans des modèles géologiques. Ce second point ouvre des perspectives intéressantes quant à l'étude des milieux marins anciens. En effet, ce type d'enregistrement sédimentaire et morphologique apporte une base solide pour des modèles numériques d'océanographie de systèmes anciens.

Les lagunes protégées ou isolées

Un des points soulevé par l'étude des dépôts lagunaires est la question de l'isolement de l'environnement.

Cette étude a fait la preuve de l'existence de dépôts lagunaires dès les derniers stades de la transgression post-glaciaire (7 500 ans B.P. environ). Cet environnement lagunaire est identifié par un faciès sismique caractéristique (unit U3) et par du matériel sédimentaire très fin (boues et silts) riche en matière organique. Du point de vue géométrique et sédimentaire, cet environnement de dépôt est clairement protégé de l'action de l'hydrodynamique du domaine marin ouvert.

Les études utilisant des approches géochimiques et faunistiques, dans les mêmes lagunes, apportent une autre vision (Sabatier et al., 2008, tted). Ces auteurs s'intéressent aux proportions des espèces marines et lagunaires contenues dans les carottes prélevées dans les lagunes. La présence d'espèces lagunaires dépend de nombreux paramètres physiques et chimiques de l'eau (température, salinité, etc.). La valeur de ces paramètres dans l'eau des lagunes est fortement dépendantes des connections avec le milieu marin ouvert (continues, quantité des échanges, etc.). Sabatier et al. (2008, tted) montrent, par ces analyses faunistiques, que l'environnement lagunaire n'apparaît qu'à $1\,500 \pm 250$ ans Cal. B.P. Avant cette date, ces auteurs identifient clairement la prédominance des espèces marines dans les sédiments fins qui se déposent à l'arrière de la barrière sableuse.

La corrélation de ces deux approches montre que la fermeture des lagunes peut être une vision toute relative. Dans le cas des lagunes palavasiennes, la fermeture "morphologique" se fait vers 7 500 ans B.P. Pourtant, les analyses faunistiques nous montrent que les connections entre le domaine marin ouvert et les lagunes restent importantes. On parle, dans ce cas là, de lagunes protégées (point de vue hydrodynamique). Ce n'est que plusieurs milliers d'années plus tard, après le recul de la barrière sableuse jusqu'à sa position actuelle (1 800 ans B.P. environ), que les échanges mer/lagunes sont suffisamment réduits pour que les conditions de vie lagunaire se mettent en place. On parle alors de lagunes isolées.

Ce type de corrélation (sédimentaire et chimique/faunistique) permet de mieux contraindre l'histoire

d'un littoral à système lagunaire et semble indispensable pour les futures études de ces environnements.

Les vallées incisées : l'apport de la modélisation analogique

L'approche globale ("source-to-sink") des processus, obtenue par la modélisation analogique, est décisive dans la compréhension d'un système côtier. Elle permet de mettre en évidence les relations entre les phénomènes autocycliques et les forages allocycliques.

La modélisation analogique montre les effets qu'ont des morphologies héritées sur la quantité et la répartition des apports sédimentaires sur la marge. Ces effets se répercutent nécessairement sur l'architecture des cortèges sédimentaires. La présence de vallées incisées au niveau de la ligne de côte peut totalement changer l'enregistrement sédimentaire. Elles sont des zones privilégiées pour l'étude des périodes de transgression marine puisqu'elles constituent les zones de piégeage principales des sédiments continentaux au cours de ces périodes eustatiques particulières.

Les expériences menées au cours de cette thèse, font également la preuve de la formation de terrasses fluviales sans forçage tectonique, eustatique ou climatique. La présence de terrasses fluviales n'est pas un argument suffisant pour invoquer de la tectonique (basculement de marge, etc.) ou quelque autre forçage externe. Le modèle de formation de ces terrasses met en avant l'existence de cycles autocycliques d'incision et d'élargissement des chenaux d'un réseau hydrographique. Il est donc nécessaire de rester prudent lorsqu'on met en relation la morphologie d'un bassin versant et des processus géologiques.

D'un point de vue plus général, l'étude de terrain a montré que le facteur de contrôle majeur de l'enregistrement sédimentaire dans les zones à faibles apports détritiques directs, est l'hydrodynamique longshore et la morphologie héritée. Les facteurs tels que l'eustatisme ou la tectonique ne jouent qu'un rôle secondaire. De la même façon, ces modélisations montrent que les facteurs communément invoqués pour le contrôle de la morphologie fluviale ne sont pas nécessaires. Ici encore il semble que des processus de "second ordre" prennent le dessus sur les facteurs majeurs (contrôle autocyclique des incisions, etc.). De ce point de vue, le dispositif expérimental mis au point au cours de cette étude semble prometteur. De plus, les pistes de recherches telles que la préservation des terrasses ou la compétition entre l'eustatisme et la tectonique peuvent apporter des compléments de réponse aux études de terrains.

Références bibliographiques

- Akima, H. (1979). A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *J. ACM*, 17(4) :589–602.
- Alabouvette, B., Demange, M., Guérangés-Lozes, J., and Ambert, P. (2003). *Notice explicative, Carte Géologique de France (1/250 000), feuille Montpellier (38)*. BRGM, Orléans.
- Aloïsi, J., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., and Thommeret, Y. (1978). The holocene transgression in the golfe du lion, southeastern france : paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.*, 15(2) :145–162.
- Amorosi, A. and Milli, S. (2001). Late quaternary depositional architecture of po and tevere river deltas (italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology*, 144(3-4) :357–375.
- Arthaud, F. and Seguret, M. (1981). Les structures pyrénéennes en languedoc et du golfe du lion (sud de la france). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23(1) :51–63.
- Ashley, G. and Sheridan, R. (1994). Depositional model for valley fills on a passive continental margin. In : Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication, 51 :285–301.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., and Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382(6588) :241–244.
- Barusseau, J., Akouango, E., Bâ, M., Descamps, C., and Golf, A. (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews*, 15 :763–771.
- Baudrimont, A. and Dubois, P. (1977). Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le sud-est de la france. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, pages 262–308.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J., and De Batist, M. (1998). Erosional offshore sand

- ridges and lowstand shorefaces : examples from tide and wave-dominated environments of france. *Journal of Sedimentary Research, Section B : Stratigraphy and Global Studies*, 68(4) :540–555.
- Bessis, F. and Burrus, J. (1986). Etude de la subsidence de la marge du golfe du lion (méditerranée occidentale). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10 :123–141.
- Bijul-Duval, B. (1984). Les marges continentales françaises de la méditerranée. In "*Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*", (G Boillot coord.), Masson ed., Paris, pages 249–334.
- Bénédicto, A. (1996). Modèles tectono-sédimentaires des bassins onshore et style structural de la marge passive du golfe du lion (partie nord), se de la france. *Thèse Université de Montpellier II*, page 242p.
- Carter, R. and Woodroffe, C. (1994). *Coastal evolution : Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press.
- Cattaneo, A. and Steel, R. J. (2003). Transgressive depostis : a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62 :187–228.
- Certain, R. (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du lion (languedoc-roussillon). *Thèse de Doctorat, Université de Perpignan*, page 209.
- Certain, R., Tessier, B., Courp, T., Barusseau, J., and Pauc, H. (2004). Reconnaissance par sismique très haute résolution du remplissage sédimentaire de la lagune de leucate (aude et pyrénées-orientales - se france. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 175(1) :35–48.
- Chappell, J. and Polach, H. (1991). Post-glacial sea-level rise from a coral record at huon peninsula, papua new guinea. *Nature*, 349(6305) :147–149.
- Clauzon, G. (1990). Reconstitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du roussillon et de l'unité adjacente des corbières d'après les données éco-stratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie Continentale*, XVII :125–155.
- Clauzon, G., Aguilar, J., and Michaux, J. (1987). The pliocene roussillon basin (eastern pyrenees, france) : a geodynamic evolution case of a mediterranean ria following the messinian salinity crisis. *C. R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, 304(11) :585–590.
- Clauzon, G., Suc, J., Gautier, F., Berger, A., and Loutre, M. (1996). Alternative interpretation of teh messinian salinity crisis : controversy resolved ? *Nature*, 24(4) :363–366.
- Cohen, J. and Stockwell, J. J. (2001). Cwp/su : Seismic unix release no. : an open source software package for seismic research and processing. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*.
- Curnelle, R. and Dubois, P. (1986). Evolution des grands bassins sédimentaires français : bassins de paris, d'aquitaine et du sud-est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8 :526–546.

- Dalrymple, R., Boyd, R., and Zaitlin, B. (1994). *Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences*, volume 51. SEPM Special Publication.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B., and Boyd, R. (1992). Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(6) :1130–1146.
- Debrand-passard, S., Courbouleix, S., and Leinhardt, M. (1984). Synthèse géologique du sud-est de la France. *Mém. BRGM*, 125.
- Dezileau, L., Sabatier, P., and Blanchemanche, P. (2007a). Increase of intense storm activity during the little ice age in the french mediterranean coast. *HYMEX Congress, Toulouse*, page 56.
- Dezileau, L. and al. (2004). Eclica (événements climatiques catastrophiques récents sur le littoral languedocien - aci-fns aléas et changements globaux. *INSU*.
- Dezileau, L., Blanchemanche, P., Bouchette, F., Briqueu, L., Colin, C., Condomines, M., Elbaz-Poulichet, F., François-Carcaillet, C., Lansard, B., Lauer-Leredde, C., Le Duff, M., Pezard, P., Rabouille, C., Sabatier, P., Seidel, J., Siani, J., and Van Beek, P. (2007b). Reconstitution of paleo-storm and paleo-flood events in the northwestern mediterranean basin. *25th IAS Meeting of Sedimentology, Patras, Greece*, 25 :225.
- Dezileau, L., Sabatier, P., and Blanchemanche, P. (2005). Evolution des lagunes du golfe d'aigues-mortes à partir de l'étude de carottes sédimentaires courtes (étude géochronologique, sédimentologique et géochimique des sédiments récents. *Congrès ASF, Paris*, 51 :91.
- Dronkers, J. (2005). *Dynamics of coastal systems. Advanced serie on ocean Engineering*, volume 25. World Scientific.
- Dubar, M. and Anthony, E. J. (1995). Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the baie des anges, french riviera. *Quaternary Research*, 43(3) :329–343.
- Duvail, C., Gorinib, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., and Tadeu dos Reise, A. (2005). Correlation between onshore and offshore pliocene-quaternary systems tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, France). *Marine and Petroleum Geology*, 22 :747–756.
- Duvail, C., Le Strat, P., and Bourguine, B. (2001). Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du roussillon (pyrénées-orientales). *Rapport n°RP-51197-FR, BRGM*.
- Edwards, R., Beck, J. W., Burr, G. S., Donahue, D. J., Chappell, J. M. A., Bloom, A. L., Druffel, E. R. M., and Taylor, F. W. (1993). A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the younger dryas, documented with 230th ages of coral. *Science*, 260 :962–968.

- Fuchey, Y., Le Strat, P., Ambert, P., Bourguine, B., and Vairon, J. (2001). Synthèse cartographique et modélisation 3d du remplissage cénozoïque du bassin de l'hérault et de l'orb. cartographic synthesis and 3d modeling of cenozoic filling of the hérault and orb basins. *ASF, Association des Sédimentologistes Français*, 36 :155.
- Gattacceca, J. (2000). Cinématique du bassin lihuro-provençal entre 30 et 12 ma. implications géodynamiques. *Thèse Ecole des Mines Paris*.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., and Violenti, D. (1994). Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318 :1103–1109.
- Gensous, B. and Tesson, M. (2003). L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du quaternaire terminal sur la plate-forme au large du rhône (golfe du lion). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174 :401–419.
- Gordon, E. and Bridge, J. (1987). Evolution of catskill (upper devonian) river systems ; intra- and extra-basinal controls. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(2) :234–249.
- Gorini, C., Le Marrec, A., and Mauffret, A. (1993). Structural and sedimentary history of the gulf of lions (western mediterranean sea), from the ecores profiles, seismic industrial lines and well data. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164 :353–363.
- Gorini, C., Viallard, P., and Deramond, J. (1991). Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de narbonne-sigean (corbières, sud de la france. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 321 :1013–1019.
- Graveleau, F. and Dominguez, S. (2008). Analogue modeling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *C. R. Geosciences*, 340 :324–333.
- Graveleau, F., Hurtrez, J., and Dominguez, S. (2007). Erosion and strain scaling tests for the characterization of water-saturated granular materials used in analogue mountain building experiments. *EGU General Assembly, Vienne (Autriche)*.
- Guennoc, P., Gorini, C., and Mauffret, A. (2000). Histoire géologique du golfe du lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3 :67–97.
- Guidish, T., Lerche, I., Kendall, C., and O'Brien, J. (1984). Relationship between eustatic sea-level changes and basement subsidence. *AAPG Bull.*, 68(2) :164–177.
- Haq, B., Hardenbol, J., and Vail, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since triassic (250 million years ago to present. *Science*, 235 :1156–1167.

- Heller, P., Paola, C., Hwang, I., John, B., and Steel, R. (2001). Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (xes 96-1). *AAPG Bull.*, 85(5) :817–838.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuvier, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. (2004). Marine04 : Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr bp. *Radiocarbon*, 46 :1059–1086.
- Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W., and Shackleton, N. (1984). The orbital theory of pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine record. In : *Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, G. (Editors), Milankovitch and Climate, Riedel, Dordrecht*, 269-305.
- Koss, J., Ethridge, F., and Schumm, S. (1994). An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, B64(2) :90–98.
- Kraft, J., Chrzastowski, M., Belknap, D., Toscano, M., and Fletcher, C. (1987). The transgressive barrier-lagoon coast of delaware : morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea-level. In *Sea-level fluctuation and coastal evolution, ed. D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard, SEPM Special Publication*, 41 :129–143.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., and Wilson, D. S. (1999). Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis. *Nature*, 400 :652–655.
- Labeyrie, J., Lalou, C., Monaco, A., and Thommeret, J. (1976). Chronologie des niveaux eustatiques sur la cote de roussillon de -33,000 ans pb a nos jours. chronology of eustatic levels on the roussillon coast from 33,000 years ago to the present. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D : Sciences Naturelles*, 282(4) :349–352.
- Lambeck, K. and Bard, E. (2000). Sea-level change along the french mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3-4) :203–222.
- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A., Ryan, W., and Steckler, M. (2005). Erosional processes and paleo-environmental changes in the western gulf of lions (sw france) during the messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 217(1-2) :1–30.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A., Mountain, G., Ryan, W. B., Steckler, M., and Fouchet, C. (2003). Plio-quaternary prograding clinoform wedges of the western gulf of lion continental margin (nw mediterranean) after the messinian salinity crisis. *Marine Geology*, 198(3-4) :289–317.

- Maerten, L. and Séranne, M. (1995). Extensionnal tectonics of the oligocene-miocene herault basin (s. france), gulf of lion margin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166(6) :739–749.
- Martin, R. (1978). Evolution holocène et actuelle des conditions de sédimentation dans le milieu lagunaire de salses-leucate. *Thèse de spécialité de l'Université de Paul Sabatier (Toulouse III)*, page 210.
- Miller, K., Kominz, M., Brownong, J., Wright, J., Mountain, G., M.E., K., Sugarman, P., Cramer, B., and Christie-Blick, N. Pekar, S. (2005). The phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310 :1293–1298.
- Mitchum, R. J. and Vail, P. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In : Payton, C. E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa*, 26 :135–144.
- Montadert, L., Letouzey, J., and Mauffret, A. (1978). Messinian event : seismic evidence. In : Hsü, K.J., Montadert, L. et al., *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Part 1, Washington (U.S. Government Printing Office)*, 42 :1037–1050.
- Pirazzoli, P. (1996). Sea-level changes. the last 20 000 years. *John Wiley & Sons, Chichester*, page 211 pp.
- Pont, D., Simonnet, J.-P., and Walter, A. V. (2002). Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (rhône river, france). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(1) :1–180.
- Posamentier, H., Allen, G., James, D. P., and Tesson, M. (1992). Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76 :1687–1709.
- Posamentier, H., Jervey, M., and Vail, P. (1988). Eustatic controls on clastic deposition i - conceptual framework. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.*, 42 :109–124.
- Posamentier, H. W. and Allen, G. P. (1993). Variability of the sequence stratigraphic model ; effects of local basin factors. *Sedimentary Geology*, 86(1-2) :91–109.
- Roy, P., Cowell, P., Ferland, M., and Thom, B. (1994). Wave-dominated coasts. In : Carter, R.W.G. and Woodroffe, C.D. (Eds.), *Coastal evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics. Cambridge University Press*.

- Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquieu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Van Grafenstein, U., Jorda, C., and Blanchemanche, P. (submitted). Late-holocene evolution of coastal lagoon in gulf of lions (south of france). *Bull. Soc. Geol. Fr.*
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., and Blanchemanche, P. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (hérault, south of france). *Marine Geology*, 251 :224–232.
- Schumm, S. (1960). The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352-B :17–30.
- Schumm, S. (1993). River response to base-level change : implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 10 :279–294.
- Shackleton, N., Crowhurst, S., Hagelberg, T., Pisias, N., and Schneider, D. (1995). A new late neogene timescale : applications to leg 138 sites. *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results*, pages 73–101.
- S.H.O.M. (2003). Tide tables, tome 1. *French Harbors Edition*.
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., and Bassinot, F. (2000). Radiocarbon reservoir ages in the mediterranean sea and in black sea. *Radiocarbon*, 42 :271–280.
- Siddal, M., Rohling, E., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423 :853–858.
- Simpkin, P. and Davis, A. (1993). For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*, 34(9) :21–28.
- Storms, J., Jan Weltje, G., G.J., T., Cattaneo, A., and Trincardi, F. (2008). Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise : Late pleistocene to early holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern adriatic shelf (italy). *Quaternary Science Reviews*, page in press.
- Séranne, M. (1999). The gulf of lion continental margin (nw mediterranean) revisited by ibs : an overview. In : Durand, B., Horvath, G.F. and Seranne, M. (eds), *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpin Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156 :15–36.
- Séranne, M., Bénédicto, A., Labaume, P., Truff t, C., and Pascal, G. (1995). Structural style and evolution of the gulf of lion. oligo-miocene rifting : role of the pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8) :809–820.
- Tessier, B., Certain, R., Barusseau, J., and Henri t, J. (2000).  volution historique du prisme littoral du lido de l’étang de thau (sète, sud-est de la france). mise en évidence par sismique réflexion très haute résolution. *C. R. Acad. Sci. Paris - série IIa*, 331 :709–716.

- Tesson, M. and Allen, G. (1995). Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. exemple du golfe du lion (méditerranée, france) et des dépôts quaternaires. *C. R. Acad. Sci. Paris- série IIa*, 320 :39–46.
- Tesson, M. and Gensous, B. (1998). L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin nord-méditerranéen. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / earth & planetary Sciences*, 326 :121–127.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G., and Ravenne, C. (1990). Late quaternary deltaic lowstand wedges on the rhône continental shelf france. *Marine Geology*, 91 :325–332.
- Tesson, M., Gensous, B., Naudin, J., Chaignon, V., and Bresoli, J. (1998). Carte morpho-bathymétrique de la plate-forme du golfe du lion : un outil pour la reconnaissance et l'analyse des modifications environnementales récentes. *C. R. Acad. Sci. Paris - série IIa*, 327(8) :541–547.
- Tesson, M., Posamentier, H., and Gensous, B. (2000). Stratigraphic organization of the late pleistocene deposits of the western part of the golfe du lion shelf (languedoc shelf), western mediterranean sea, using high resolution seismic and core data. *AAPG Bull.*, 84(1) :119–150.
- Thomas, M. and Anderson, J. (1994). Sea-level controls on the facies architecture of the trinity/sabine incised-valley system, texas continental shelf. In : *Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A. (Eds.), Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51 :63–82.
- Thorne, J. and Swift, D. (1991). Sedimentation on continental margins : Vi. a regime model for depositional sequences, their component systems tracts, and bounding surfaces. In : *Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), Shelf Sand and Sandstone Bodies-Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. International Association of Sedimentologists Special Publication*, 14 :189–255.
- Vail, P., Colin, J., Du Chene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., and Trifilieff, V. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le jurassique du bassin de paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, 7 :1301–1321.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3) :295–305.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans, ed. American Geophysical Union*, 79 :579.
- Zaitlin, B., Dalrymple, R., and Boyd, R. (1994). The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In : *Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A. (Eds.), Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences. SEPM Special Publication*, 51 :45–60.

Zoppi, U., Albani, A., Ammerman, A., Hua, Q., Lawson, E., and Serandrei Barbero, R. (2001). Preliminary estimate of the reservoir age in the lagoon of venice. *Radiocarbon*, 43 :489–494.

Table des figures

1.1	<i>Carte de localisation du Golfe du Lion présentant les grands ensembles géographiques (delta du Rhône, Languedoc, Rousillon). Le MNT (projection mercator) a une résolution de 100 mètres (S. Dominguez, Laboratoire GM).</i>	20
1.2	<i>Carte géologique simplifiée, principales structures et nature du substratum du Golfe du Lion (d'après Guennoc et al. (2000)). 1. Crétacé ; 2. Jurassique ; 3. substratum mésozoïque supposé en mer ; 4. granite de Sirocco ; 5. socle paléozoïque (métasédiments) ; 6. séries mésozoïques et cénozoïques ; 7. massif paléozoïques ; 8. failles normales ; 9. chevauchements tertiaires.</i>	21
1.3	<i>Chronologie des événements géodynamiques et sédimentaires responsables de la formation du Golfe du Lion.</i>	23
1.4	<i>Carte simplifiée du rift du Golfe du Lion et des fossés du Sud-est (Guennoc et al., 2000). 1.fossé à terre ; 2.Isopaques en milliers de mètres dans le bassin de Camargue d'après Bénédicto (1996) ; 3. épaisseur maximale en secondes temps double des séries syn-rift en mer ; 4. failles du rift ; 5. isobathes du substratum pré-rift (en milliers de mètres) ; 6. limites d'affleurement du substratum pré-rift à terre ; 7. principales structures pyrénéennes à terre.</i>	24
1.5	<i>Carte de l'incision messinienne couplée à la carte géologique de France au millionième (modifiée d'après Guennoc et al. (2000)).</i>	26
1.6	<i>Géométrie des dépôts Quaternaire Moyen et Supérieur associés aux cycles glacio-eustatiques. Dans ce modèle stratigraphique, les UPRs correspondent aux prismes de bas niveau marin de chaque épisode glaciaire. Les UIs constituent les cortèges transgressifs associés aux montées du niveau marin au cours des périodes inter-glaciaires (d'après Tesson et al. 2000).</i>	27
1.7	<i>Architecture des dépôts post-glaciaires de la marge du Golfe du Lion au niveau de la plate-forme rhodanienne. D'après Gensous and Tesson (2003). La base de ces dépôts correspond à la surface de transgression Holocène.</i>	28

1.8	<i>Carte du Golfe du lion et localisation de l'embouchure des principaux fleuves (flèches). La taille des flèches est proportionnelle à la charge solide annuelle transportée par les fleuves sur la marge du Golfe du Lion. Le Rhône contribue à plus de 94 % de la charge sédimentaire solide apportée sur la marge (Certain, 2002).</i>	30
1.9	<i>A. Coupe schématique du prisme littoral de Sète et son évolution depuis l'antiquité (d'après Tessier et al. (2000)). B. Modèle d'évolution de la lagune de Salses-Leucate depuis les derniers stades de la transgression post-glaciaire. Modifié d'après Certain et al. (2004).</i>	31
1.10	<i>Carte géologique simplifiée de la zone du système palavasien et de l'extrémité Ouest du delta du Rhône. Modifiée d'après les cartes géologiques 1/25 000 du BRGM (feuille de Montpellier et Sète).</i>	32
2.1	<i>Représentation schématique de la zone côtière, de la plage au rebord de la plate-forme externe. Les différentes zones sont distinguées en fonction des processus hydrodynamiques et des forçages externes dominants. La double flèche grise correspond au domaine littoral tel qu'il est utilisé au cours de ces travaux. Modifiée d'après Dronkers (2005)</i>	36
2.2	<i>Classification morphologique des différents types de littoraux. Modifiée d'après Dalrymple et al. (1992) et Dronkers (2005). Cette classification définit la morphologie générale d'un littoral en fonction de l'importance relative de l'action de la houle, de la marée et de la dynamique fluviale.</i>	37
2.3	<i>Echelle de temps des réponses morphodynamiques côtières, contrôlées par des processus géologiques (tectonique, morphologie, sédiment, etc.) et hydrodynamiques (houle, marée, etc.). D'après Carter and Woodroffe (1994)</i>	38
2.4	<i>Les environnements littoraux microtidaux à forts apports sédimentaires directs (littoraux dominés par les apports sédimentaires) et en déficit sédimentaire (littoraux dominés par l'accommodation).</i>	39
2.5	<i>Modèle morphologique et processus 3D d'un système littoral dominé par la houle d'après (Kraft et al., 1987). Au cours de variations du niveau marin, l'hydrodynamique contrôlée par la houle, et les différentes composantes d'apports sédimentaires (transport longshore, transport cross-shore, érosion,...) conditionnent l'évolution morphologique 3D.</i>	40
2.6	<i>Les dépôts synchrones d'une montée du niveau marin d'après Cattaneo and Steel (2003). A. Types de dépôts en fonction du taux de sédimentation et du taux de montée du niveau marin. B. Diagramme du régime de dépôt (paramètre Ψ) selon Thorne and Swift (1991). Ce diagramme définit l'architecture des dépôts en fonction de l'accommodation et des apports sédimentaires.</i>	41

2.7	<i>Synthèse de différentes architectures de dépôts formées au cours d'une phase d'élévation du niveau marin continue (A) et discontinue (B). Modifiée d'après Cattaneo and Steel (2003). Ces différents cas sont fonction du gradient de pente du substrat, de la quantité d'apports sédimentaires et du taux d'élévation du niveau marin.</i>	42
2.8	<i>Evolution d'un cordon transgressif au cours d'une élévation du niveau marin (Roy et al., 1994). A. Effet de la pente du substrat sur le type de dépôt (le volume érodé et déposé est égal pour chaque illustration). B. Effet de la pente du substrat sur les dimensions du cordon sableux transgressif. C. Effet de la variation du budget sédimentaire de l'avant-côte sur le cordon sableux. . .</i>	44
2.9	<i>Modèle de formation et d'évolution d'une vallée incisée au cours d'un cycle de variations du niveau marin (Zaitlin et al., 1994).</i>	45
2.10	<i>Modèle théorique de l'architecture stratigraphique et des cortèges de dépôts d'une vallée incisée au cours d'un cycle de variations du niveau marin. Modifiée d'après Zaitlin et al. (1994). CBN : Cortège de Bas Niveau, CT : Cortège Transgressif, CHN : Cortège de Haut Niveau.</i>	46
3.1	<i>Le boomer IKB Seistec. Le regroupement de la source acoustique et des hydrophones récepteurs sur le même catamaran font de cet appareillage un outil particulièrement adapté à la prospection en faible bathymétrie.</i>	51
3.2	<i>Photographies de l'ensemble de l'appareillage de l'INNOMAR SES-2000 standard. Le système source/récepteur (1) est fixé sur le côté du bateau sur un mât dont la profondeur est réglable. . .</i>	52
3.3	<i>Terminaisons de réflecteurs utilisées dans l'interprétation des profils de sismique réflexion. Modifiée d'après Mitchum and Vail (1977).</i>	53
3.4	<i>Principales architectures de dépôt reconnues en sismique réflexion.</i>	53
3.5	<i>Techniques et outils utilisés pour les carottages. A. Carottage à terre par la méthode triplex. B. Plate-forme UVITECH en lagune.</i>	55
4.1	<i>Simplified geological map of the study area. bathymetric data were processed using an Akima interpolation method (Akima, 1979) with GMT (Wessel and Smith, 1998). Geological data corresponds to the BRGM geological maps of Sète and Montpellier. M-C. Mesozoic to Cenozoic formation. Pl. Pliocene. Q. Quaternary.</i>	61
4.2	<i>Location map of data showing the location of the VHR seismic profiles and cores. The heavy lines refer to the illustrations cited in the text. Stars show core location.</i>	63

- 4.3 *Table of ^{14}C datations from legs in marine and lagoonal domain. ^{14}C ages calibrations were compute with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. In marine facies, reservoir age (= R) used for calibration is 600 ± 50 years. In lagoonal facies, reservoir age used is 1000 ± 50 years after the work of Sabatier et al. (2008). Depth w.r.t. present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level. 65*
- 4.4 *Interpreted VHR seismic profiles CAIII VIC-07 (A), Maguelone-5 (B) and CAIV VIC-21 (C), showing global units architecture in lagoon and shoreface. RES is a Regional Erosional Surface, corresponding to the top of Upl or U1. Location of metre-long cores M5-1 and M5-2 is report on Maguelone-5 profile. Seismic survey in center of lagoons shows biogenic gas release. 68*
- 4.5 *3D representation of interpreted VHR seismic profiles Ix-Survey-38 (A) and Ix-Survey-40 (B), showing global geometry of sand bodies U2-1, U2-2 and U2-3 which composed unit U2. Seaward, the RES (Regional Erosional Surface) corresponds to the base of U2. 69*
- 4.6 *Seismic facies observed in Very High Resolution seismic in the study area. (A) Draping parallel facies. (B) Sigmod clinoform facies. (C) Thick facies. (D) Transparent sandy facies. (E) Chaotic facies. All these facies can be observed in seismic profiles of the figures 5.4 and 5.5. (F) Sketch of seismic units associations. 70*
- 4.7 *Legs from high-resolution sedimentary cores and position of ^{14}C datations. Core A16-1, Core M5-1 and Core M5-2 are located in the shoreface. These legs show presence of lagoonal deposits seaward, under the sand barrier. Core MAG-1, located in the present-day sandy barrier, gives evidence for littoral retrogradation on lagoonal deposits during Holocene. Core TOTH-1 is located in the Mosson delta, to the North of Arnel lagoon. This leg shows a very thick lagoonal unit and gives evidence for strong variations of the thickness of these deposits. Note than vertical scale is not the same for cores taken the shoreface area. 71*
- 4.8 *(A) Schematic representation of legs with position depth w.r.t. present-day sea-level of ^{14}C datations, in North-South section in Maguelone area. Datations in dark grey correspond to lagoonal deposits and in black to the transgressive tract. Dashed-line in bold corresponds to the RES. (B) Compilation of sea-level changes data showing the last deglacial evolution. The three dashed-lines correspond to Mediterranean sea-level studies. Others correspond to studies of global sea-level changes. 76*
- 4.9 *Land-sea interpreted section in Arnel lagoon and Maguelone area. This North-South section displays correlation of cores TOTH-1, AR06, MAG-1, M5-2 and M5-1 and seismic profiles Maguelone-5 and a cut of IX-Survey-07. Location of cores is indicated by vertical arrows on the section. Depth w.r.t. present-day s.l. = Depth with respect to present-day sea-level. 78*

4.10	<i>Interpreted VHR seismic profiles IX-Survey-03 (A), IX-Survey-38 coupled with IX-Survey-11 (B) and IX-Survey-39 (C), showing geometry of Holocene sand body (unit U2). RES corresponds to the progradation surface of Holocene sand spits.</i>	81
4.11	<i>Conceptual model of wave-dominated coastal system controlled by the alongshore progradation of sand spits. This model highlights the influence of alongshore drift, distance from significant source of sediment and inherited coastal morphology.</i>	83
4.12	<i>Conceptual model of balance between direct continental and distal alongshore sediment supply. These balance depend on the position and the rate of sediment supply from rivers as well as the features of the littoral drift.</i>	85
5.1	<i>(A) Simplified geological map of the study area. Bathymetric data were processed using an Akima interpolation method (Akima, 1979) with GMT (Wessel and Smith, 1998). Geological data corresponds to the BRGM geological maps of Sète and Montpellier. M-C. Mesozoic to Cenozoic formations. Pl. Pliocene. Q. Quaternary. (B) Location map of data showing the location of the VHR seismic profiles and cores. The heavy lines refer to the illustrations cited in the text. Stars show core location.</i>	97
5.2	<i>Table of ^{14}C datations from legs in marine and lagoonal domain. ^{14}C ages calibrations were compute with the Calib 5.0.2 calibration software (Hughen et al., 2004) at two standard deviations. In marine facies, reservoir age (= R) used for calibration is 600 ± 50 years. In lagoonal facies, reservoir age used is 1000 ± 50 years after the work of Sabatier et al. (2008). Depth WRT present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level.</i>	99
5.3	<i>Interpreted VHR seismic profiles CAIII VIC-07 (A), CAIII VIC-35 (B) and CAIII VIC-36 (C), showing global units architecture in lagoon. RES is a Regional Erosional Surface which corresponds to the top of Upl or U1. Seismic survey in center of lagoons shows biogenic gas release.</i>	101
5.4	<i>Interpreted VHR seismic profiles Maguelone-5 (A) and IX-Survey-39 (B), showing global units architecture in shoreface. RES is a Regional Erosional Surface which corresponds to the top of Upl or U1. Localization of cores M5-1 and M5-2 is report on Maguelone-5 profile.</i>	103
5.5	<i>Seismic facies observed in Very High Resolution seismic in the study area. (A) Draping parallel facies. (B) Sigmoid clinoform facies. (C) Thick facies. (D) Transparent sandy facies. (E) Chaotic facies. All these facies can be observed in seismic profiles of the figures 5.3 and 5.4.</i>	104

- 5.6 (A) Isopac map of the U1-3 sub-unit. This map shows two fan deltas in the North area of Vic lagoon. The main fan delta, kilometre-long and with maximal thickness of 4 metres, displays south-westward progradation (arrow). To the East, the smaller progrades south-eastward. (B) Isopac map of the U3F unit, showing partial cartography of hectometre-wide channel meander. Seismic profiles CAIII VIC-35 and CAIII VIC-36 presented to the figure 5.3 are located on these maps with the heavy lines. 105
- 5.7 Legs from high-resolution sedimentary cores and position of ^{14}C datations. Core M5-1 and Core M5-2 are located in the shoreface. These legs show presence of lagoonal deposits seaward, under the sand barrier. Core MAG-1, located in the present-day sand barrier, gives evidence for littoral retrogradation on lagoonal deposits during Holocene. Core TOTH-1 is located in the Mosson delta, to the North of Arnel lagoon. This leg shows a very thick lagoonal unit and gives evidence for strong variations of the thickness of these deposits. Note than vertical scale is not the same for cores taken the shoreface area. 106
- 5.8 Three dimensionals drawing of lagoonal deposits discordant on the lacustrine Pliocene to the West edge of Vic lagoon (realized with photography) and photography of altered lacustrine pliocene. The top of Pliocene corresponds to the RES (= Regional Erosional Surface). The Pliocene stratification presents a gentle south-eastward dip of 5 to 10 degrees in average. 108
- 5.9 (A) Compilation of sea-level changes data showing the last glacial cycle (left) and the last deglacial evolution (right). The three dashed-lines correspond to Mediterranean sea-level studies. Others correspond to studies of global sea-level changes. (B) Land-sea interpreted section in Arnel lagoon and Maguelone area. This North-south section displays correlation, of cores TOTH-1, AR06, MAG-1 and M5-1 and seismic profiles Maguelone-5 and a cut of IX-Survey-07, report to the present-day sea-level. Location of cores is indicated by vertical arrows on the section. ^{14}C datations of each core are reported on this section. Depth WRT present-day s.l = Depth with respect to present-day mean sea-level. 111
- 5.10 (A) Sketch (cross-shore section) of sand barrier evolution since 7 500 years B.P., controlled by sediment supply and sea-level rising rate. (B) Schematic sea-level curves from 7 500 to present-day (left). r : approximate sea-level rising rate (metre/year). Schematic map of sand spit sedimentary dynamics zones (right). 113
- 5.11 Three dimensionals model of holocene evolution of the coastal Maguelone shore. This model shows the influence of inherited morphological surface (RES) composed by incised valleys and the evolution of lagoonal environment. 115

6.1	<i>Dispositif expérimental conçu pour observer les processus et l'évolution de l'érosion d'un bassin versant, le transport des sédiments et leur dépôt sur la plaine côtière et l'avant côte, en réponse à des cycles de variations du niveau marin et de précipitations.</i>	125
6.2	<i>Schémas des différentes expériences menées lors de l'étude : A. expérience standard, B. expérience avec des variations eustatiques et C. expérience avec des variations climatiques (pluviométrie). .</i>	126
6.3	<i>Photographies azimutales de trois stades de l'expérience standard. A. Photographie correspondant à la fin de l'élargissement du premier chenal, après 45 minutes d'expérience. B. Début de l'incision du chenal (t = 52 minutes). On observe la formation de surfaces d'abandon. C. Photographie de ce même chenal pendant la seconde phase d'élargissement à t = 115 minutes.</i>	128
6.4	<i>Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience standard (paramètres eustatique et pluviométrique constants) en trois points le long du profil du chenal : 1. Amont, 2. milieu du réseau et 3. plaine côtière.</i>	129
6.5	<i>Bloc diagramme des dépôts d'avant côte (réalisé à partir de photographie). L'architecture de ces dépôts est la réponse stratigraphique d'un cycle eustatique. On retrouve les dépôts associés à la phase de régression (1), au bas niveau marin (2), à la transgression (3) et au haut niveau marin (4). On notera que le matériau permet d'observer des variations latérales de faciès. Les particules blanches sont les plus fines.</i>	130
6.6	<i>Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience des cycles eustatiques. Les mesures sont faites en deux points le long du chenal : 1. milieu du réseau et 2. plaine côtière. Les variations du niveau marin imposées au cours de l'expérience sont reportées sur le graphique. .</i>	131
6.7	<i>Photographies azimutales de la fin de chaque phase de l'expérience à variations pluviométriques et à niveau marin constant (8 centimètres de haut).</i>	133
6.8	<i>Variations de la largeur du chenal principal au cours de l'expérience des cycles pluviométriques. Les mesures sont faites en trois points le long du chenal : 1. Amont, 2. milieu du réseau, 3. plaine côtière. Les cycles pluviométriques imposés au cours de l'expérience sont reportés sur le graphique.</i>	134
6.9	<i>Modèle des cycles d'incision et d'élargissement d'un chenal. Ces cycles peuvent être autocycliques ou en réponse à des variations du niveau marin. A. Evolution de la section transversale d'un chenal. B. Evolution du profil en long d'une rivière et zonation des processus d'érosion. . .</i>	136
6.10	<i>Modèle de la vitesse d'écoulement de l'eau dans un chenal en fonction de sa largeur et de sa profondeur. Modifiée d'après Schumm (1960).</i>	137

B.1	<i>Photographie d'une plaine côtière formée au cours de la chute du niveau marin. Au bas niveau marin, la plaine côtière est incisée par le réseau hydrographique et les dépôts du prisme de haut niveau (en blanc sur la plaine côtière) sont érodés.</i>	175
B.2	<i>Coupe perpendiculaire à la côte de la plaine côtière. Le prisme progradant, formé au cours de la chute du niveau marin, est surmonté du cortège transgressif (dépôts peu épais de particules blanches).</i>	176
B.3	<i>Photographies d'une plaine côtière formée pendant un cycle eustatique complet. Au cours de la chute du niveau marin, le prisme prograde sur l'ensemble de la côte. Par contre, lors de la transgression, les dépôts sont exclusivement concentrés à l'exutoire du bassin versant (embouchure d'une paléo-vallée incisée).</i>	177
B.4	<i>Photographie de l'incision d'une plaine côtière provoquée par la diminution de la pluviométrie (niveau marin stable).</i>	178
B.5	<i>A. Photographie de l'amont d'un bassin versant formé pendant une expérience avec des cycles eustatiques. B. Photographie de détail d'un chenal constitué d'une partie active et de terrasses emboîtées.</i>	179
C.1	<i>Différences entre l'eustatisme et le niveau marin relatif.</i>	181
C.2	<i>Echelle de temps et amplitude des mécanismes géologiques contrôlant les variations du niveau marin. D'après Miller et al. (2005)).</i>	182
C.3	<i>(A) Courbe SPECMAP : variation du $\delta^{18}O$ au cours du quaternaire moyen et terminal. D'après Imbrie et al. (1984). MIS : Marine Isotopic Stage. (B) Variations du niveau marin par rapport à l'actuel depuis 450 000 ans. D'après Waelbroeck et al. (2002).</i>	183
C.4	<i>Représentation schématique des trois paramètres orbitaux terrestres qui influencent la quantité d'énergie solaire reçue sur la surface de la Terre. La variation de cette énergie a un effet direct sur le climat terrestre.</i>	184
C.5	<i>Reconstruction des variations du niveau marin par rapport à l'actuel au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. D'après Siddal et al. (2003).</i>	184
C.6	<i>Variations du niveau marin par rapport à l'actuel depuis le dernier maximum glaciaire il y a 20 000 ans. D'après Waelbroeck et al. (2002)</i>	185
C.7	<i>"Limace de Vail" : Coupe théorique en profondeur des séquences de dépôts et des surfaces de discontinuité interprétées par les modèles de stratigraphie séquentielle. D'après Vail et al. (1987).</i>	186

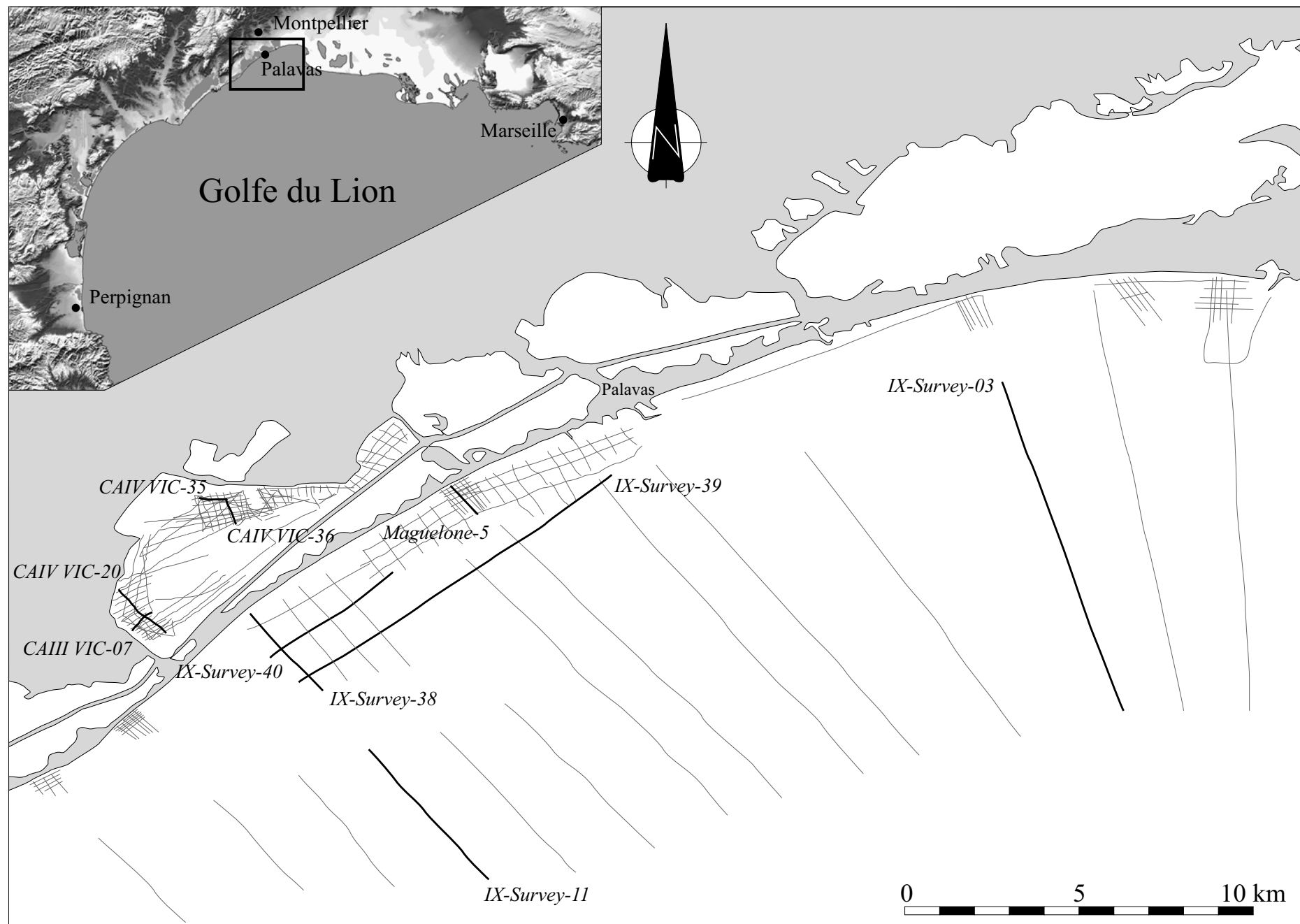
C.8	<i>Trajectoires des dépôts transgressifs sous le contrôle de l'apport sédimentaire et de l'élévation du niveau marin relatif (d'après Cattaneo and Steel (2003))</i>	187
-----	--	-----

Annexe A

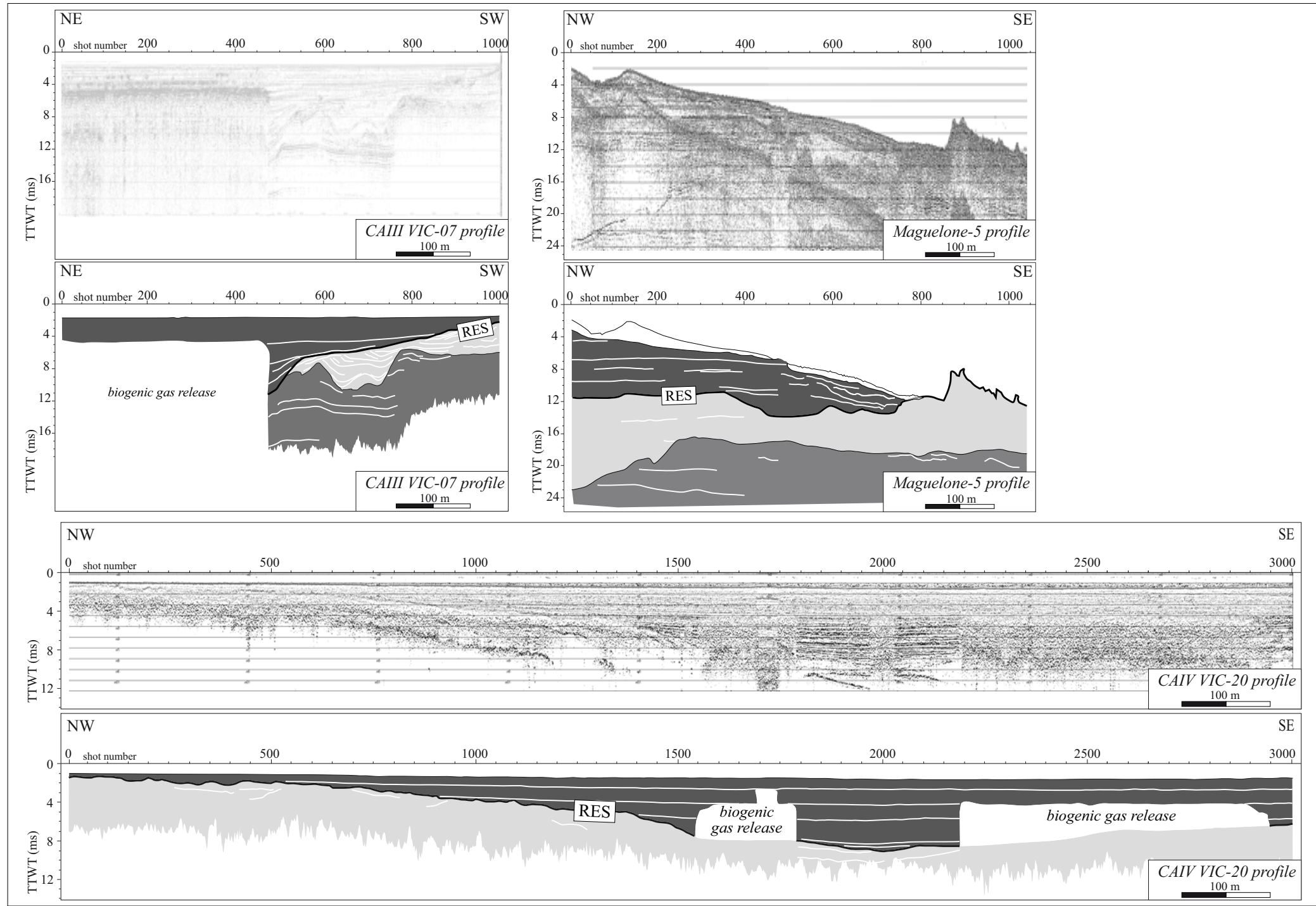
Profils sismiques très haute résolution

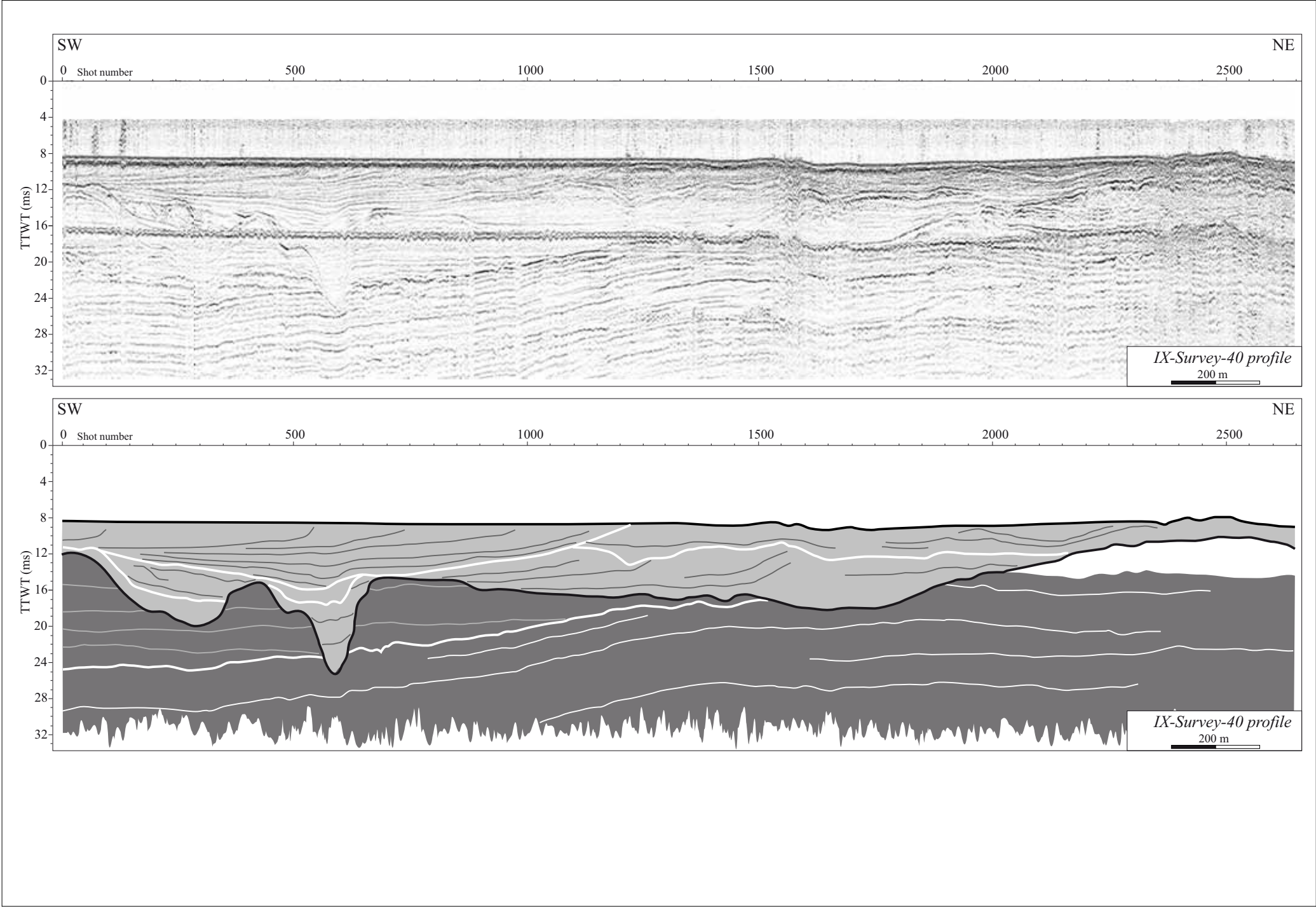
Cette annexe contient :

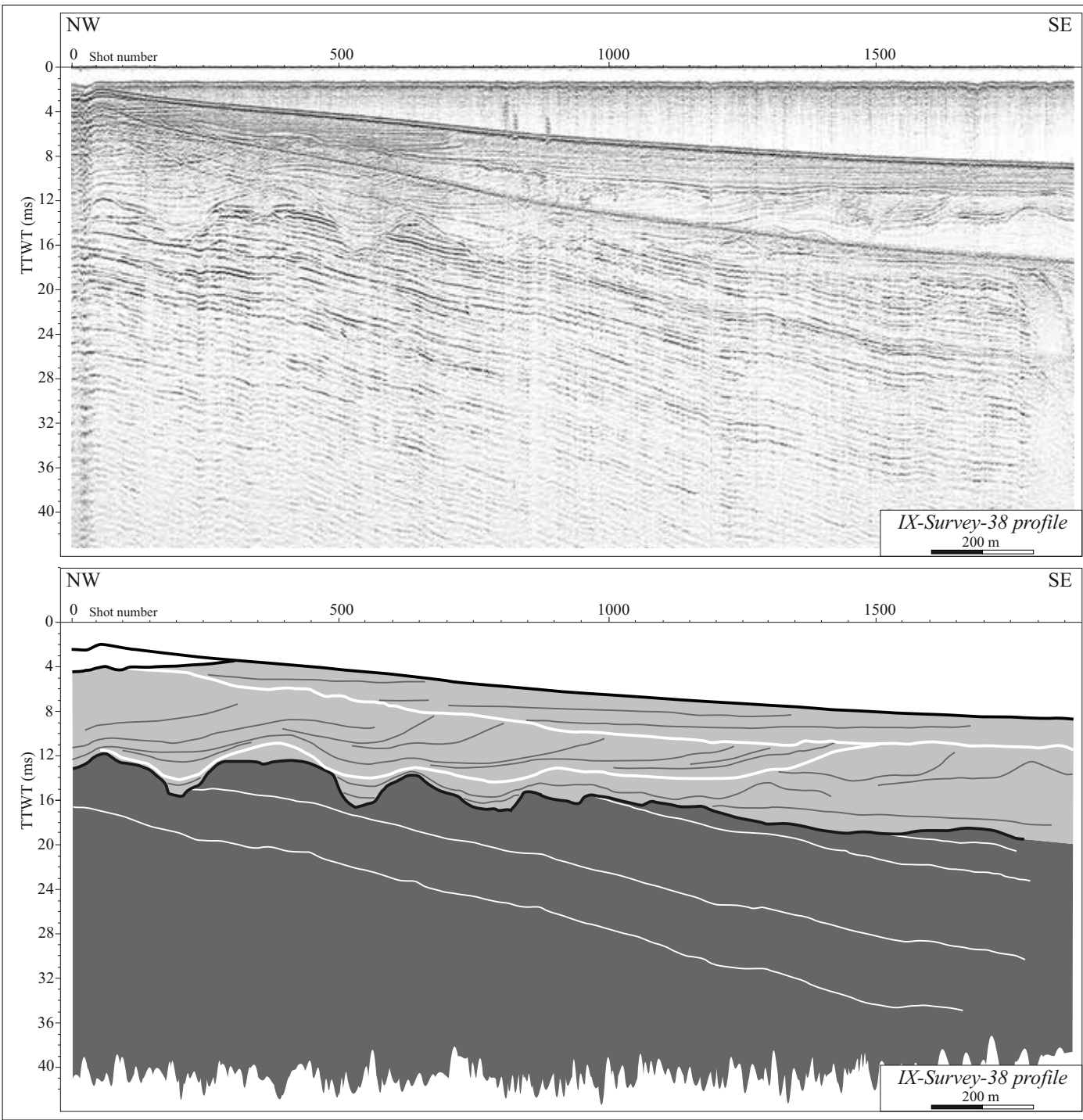
- Le plan de positionnement de tous les profils de sismique très haute résolution utilisés au cours de cette thèse.
 - Des planches au format A3 de l'ensemble des profils bruts et de leur interprétation contenus dans le manuscrit.
-



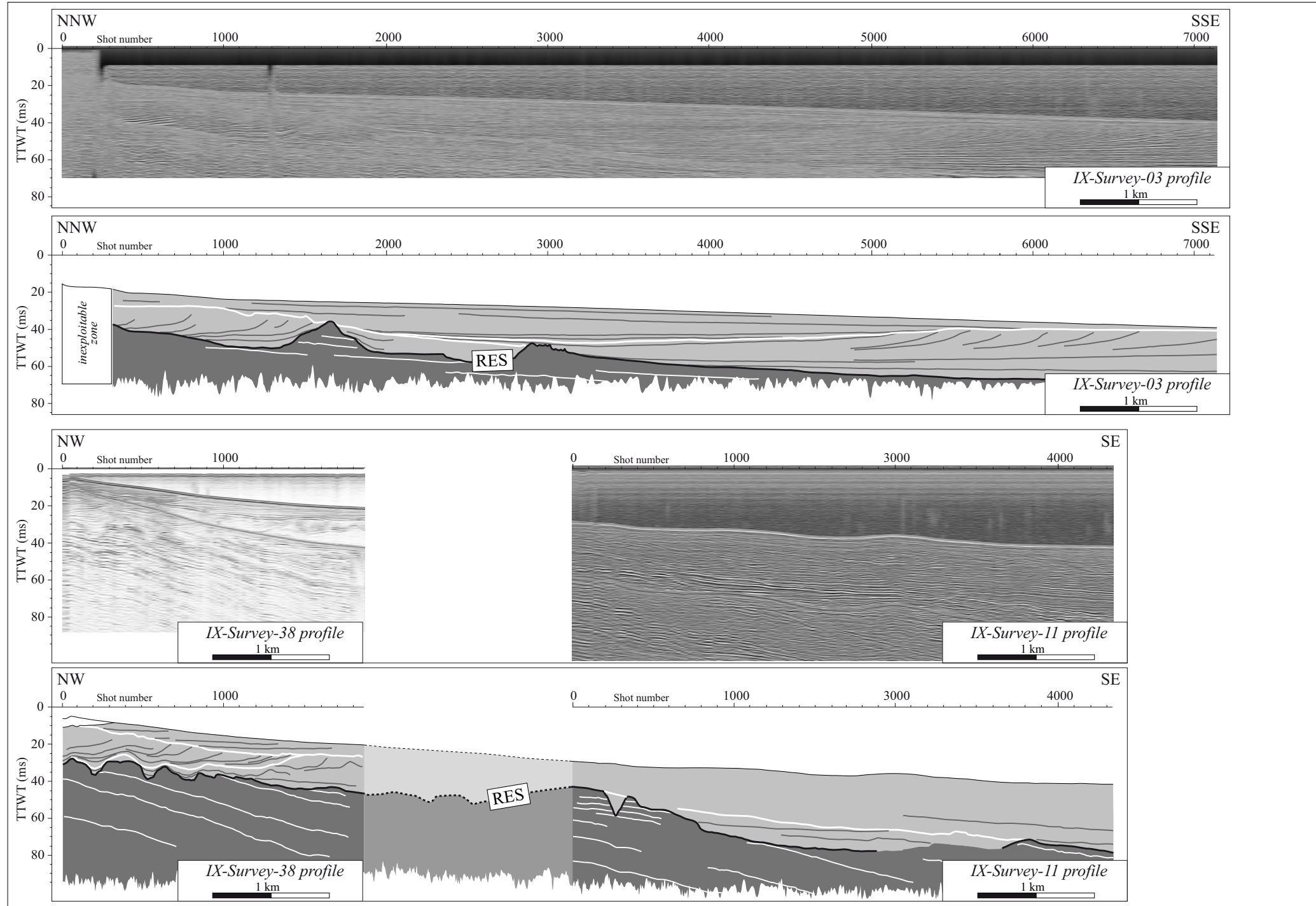
Profils sismique THR de la figure 4.4

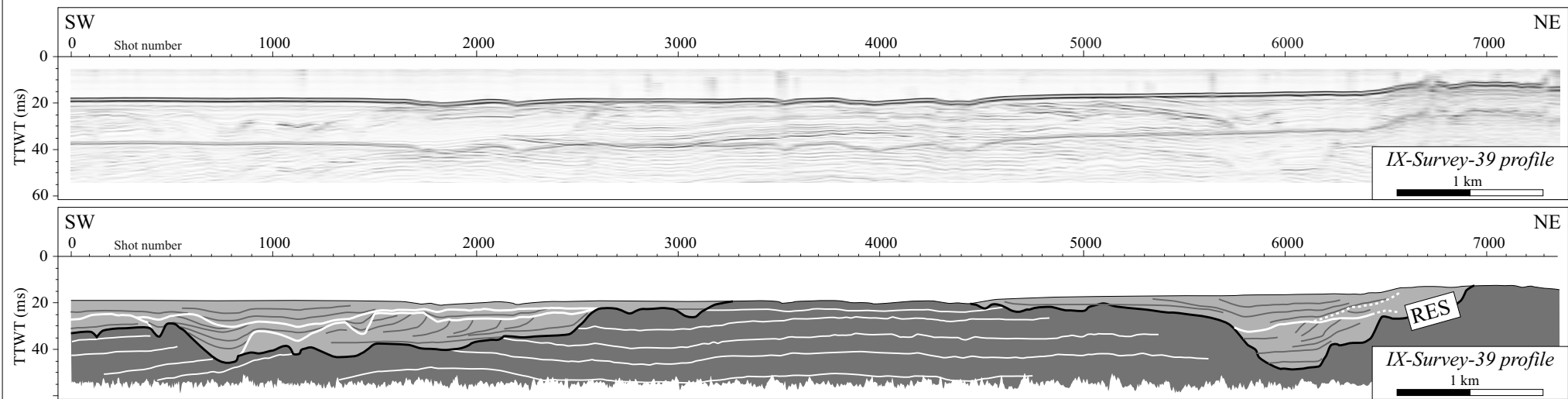




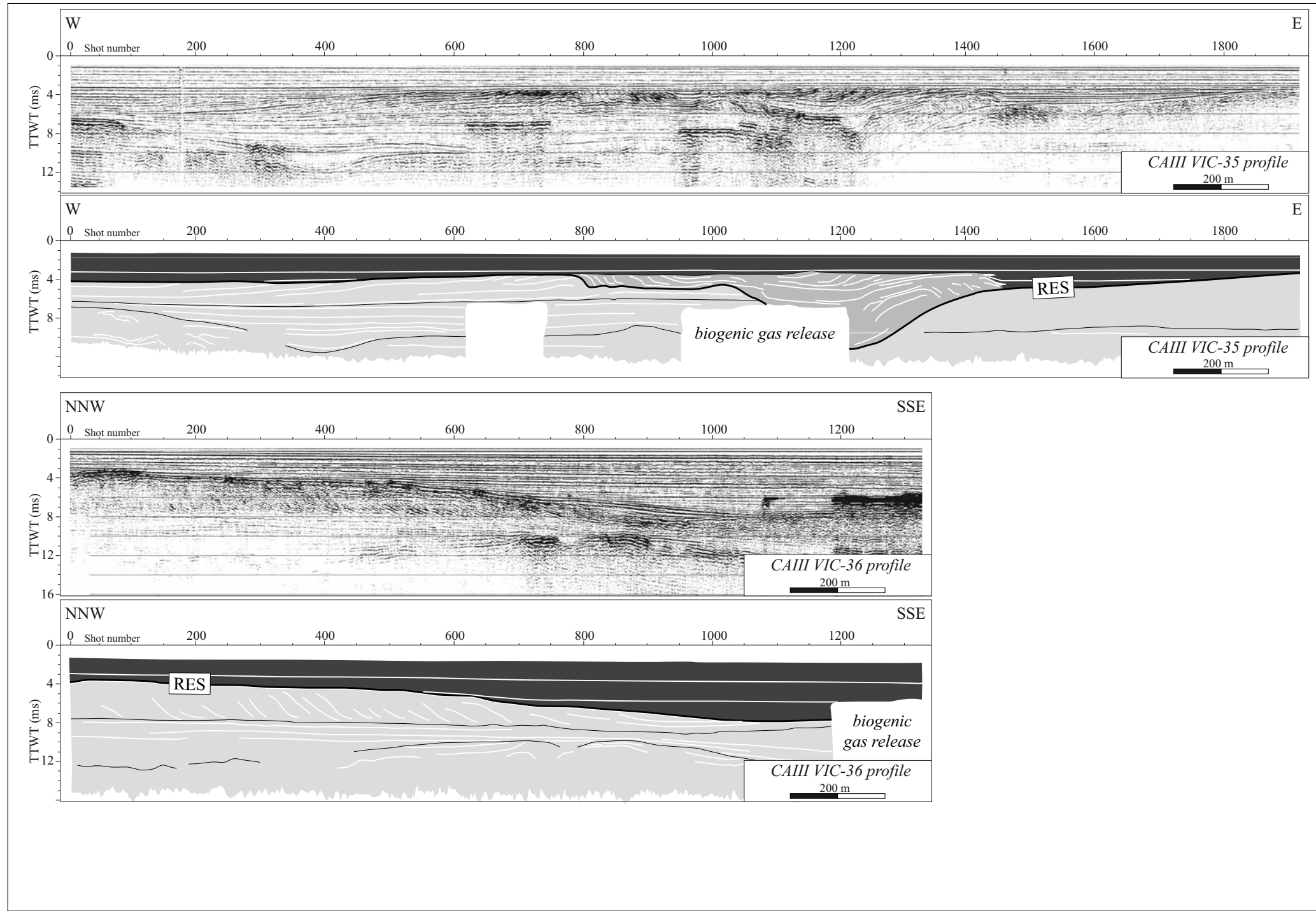


Profils sismique THR de la figure 4.10





Profils sismique THR de la figure 5.3



Annexe B

Planches photographiques de la modélisation analogique

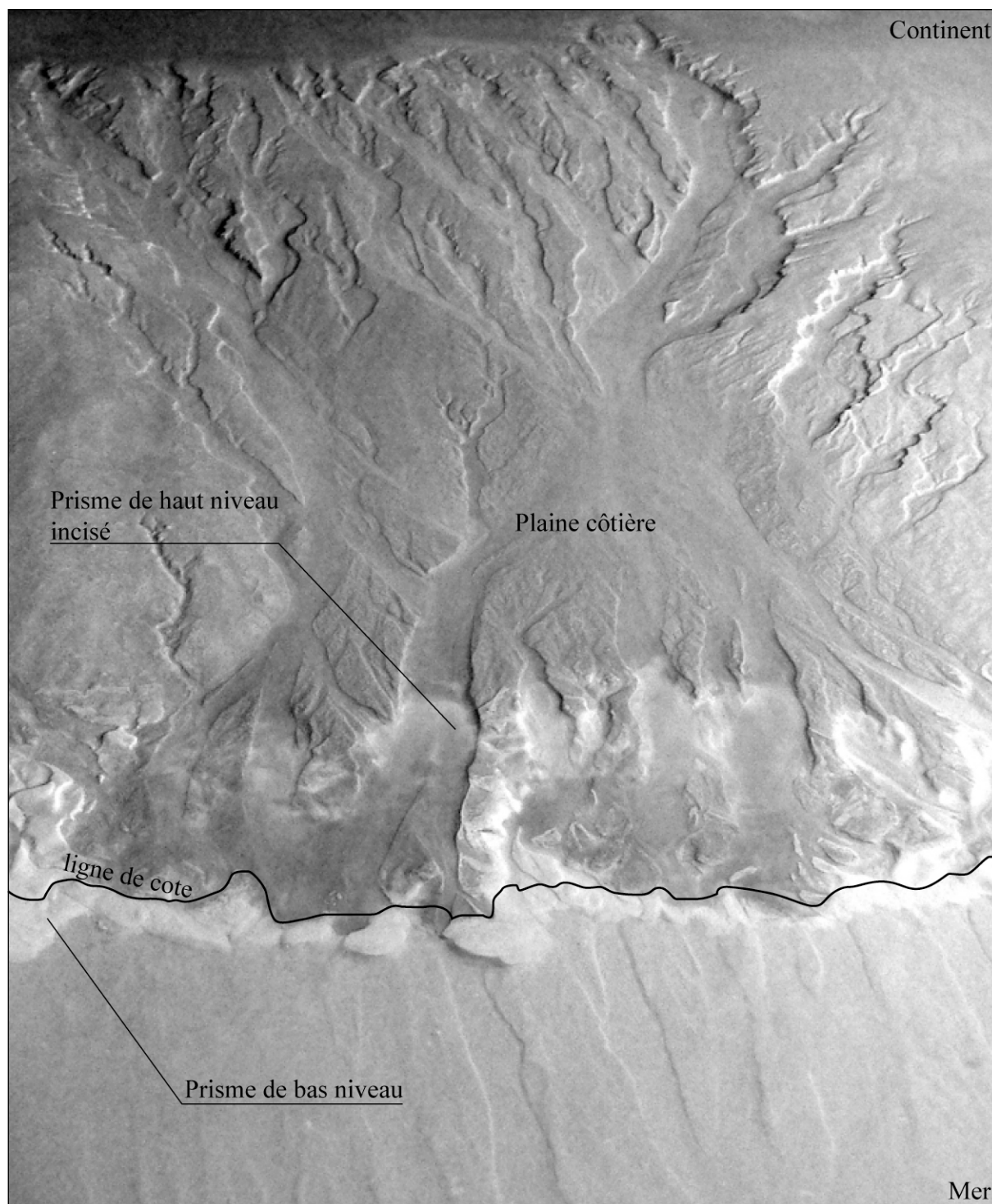


FIG. B.1 – Photographie d'une plaine côtière formée au cours de la chute du niveau marin. Au bas niveau marin, la plaine côtière est incisée par le réseau hydrographique et les dépôts du prisme de haut niveau (en blanc sur la plaine côtière) sont érodés.

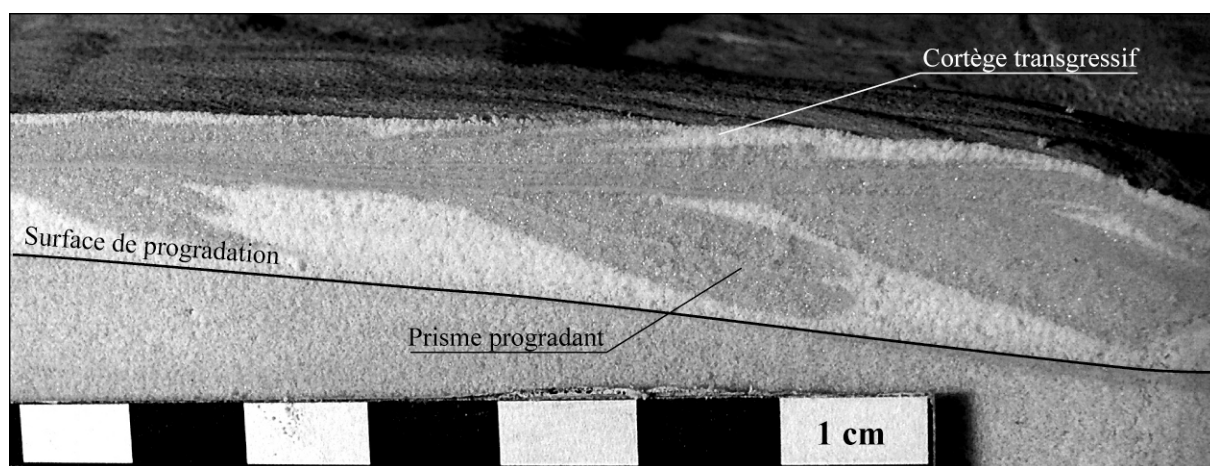


FIG. B.2 – Coupe perpendiculaire à la côte de la plaine côtière. Le prisme progradant, formé au cours de la chute du niveau marin, est surmonté du cortège transgressif (dépôts peu épais de particules blanches).

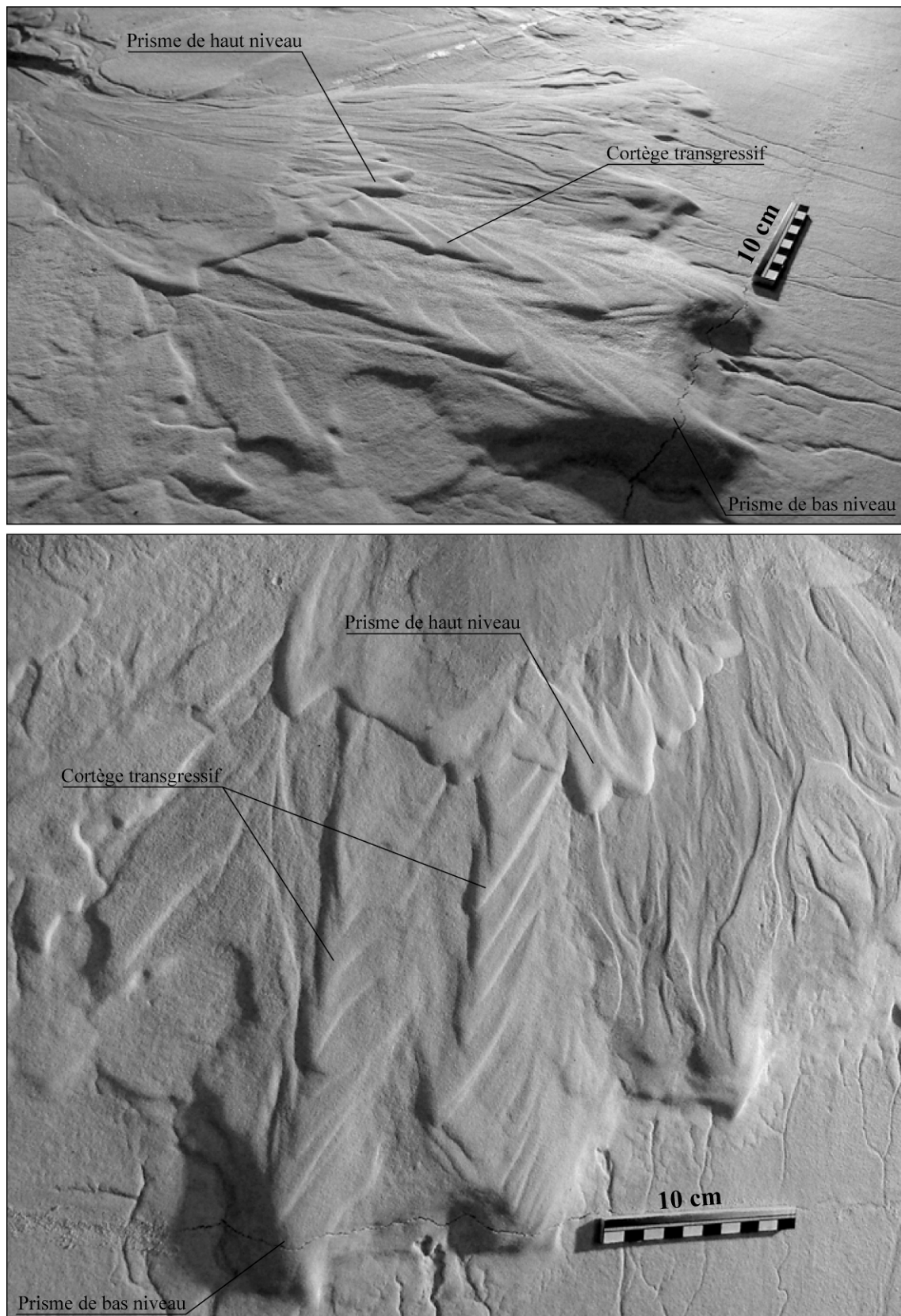


FIG. B.3 – Photographies d’une plaine côtière formée pendant un cycle eustatique complet. Au cours de la chute du niveau marin, le prisme prograde sur l’ensemble de la côte. Par contre, lors de la transgression, les dépôts sont exclusivement concentrés à l’exutoire du bassin versant (embouchure d’une paléo-vallée incisée).

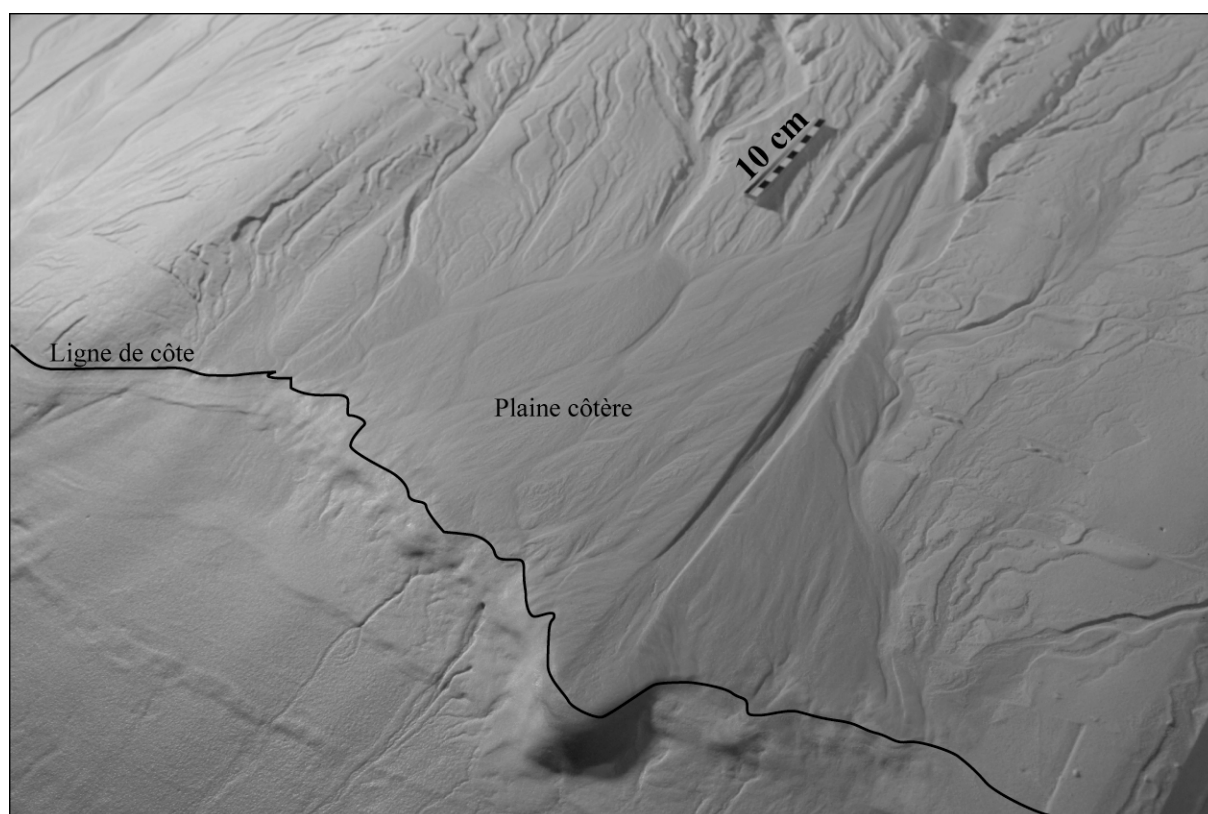


FIG. B.4 – Photographie de l'incision d'une plaine côtière provoquée par la diminution de la pluviométrie (niveau marin stable).

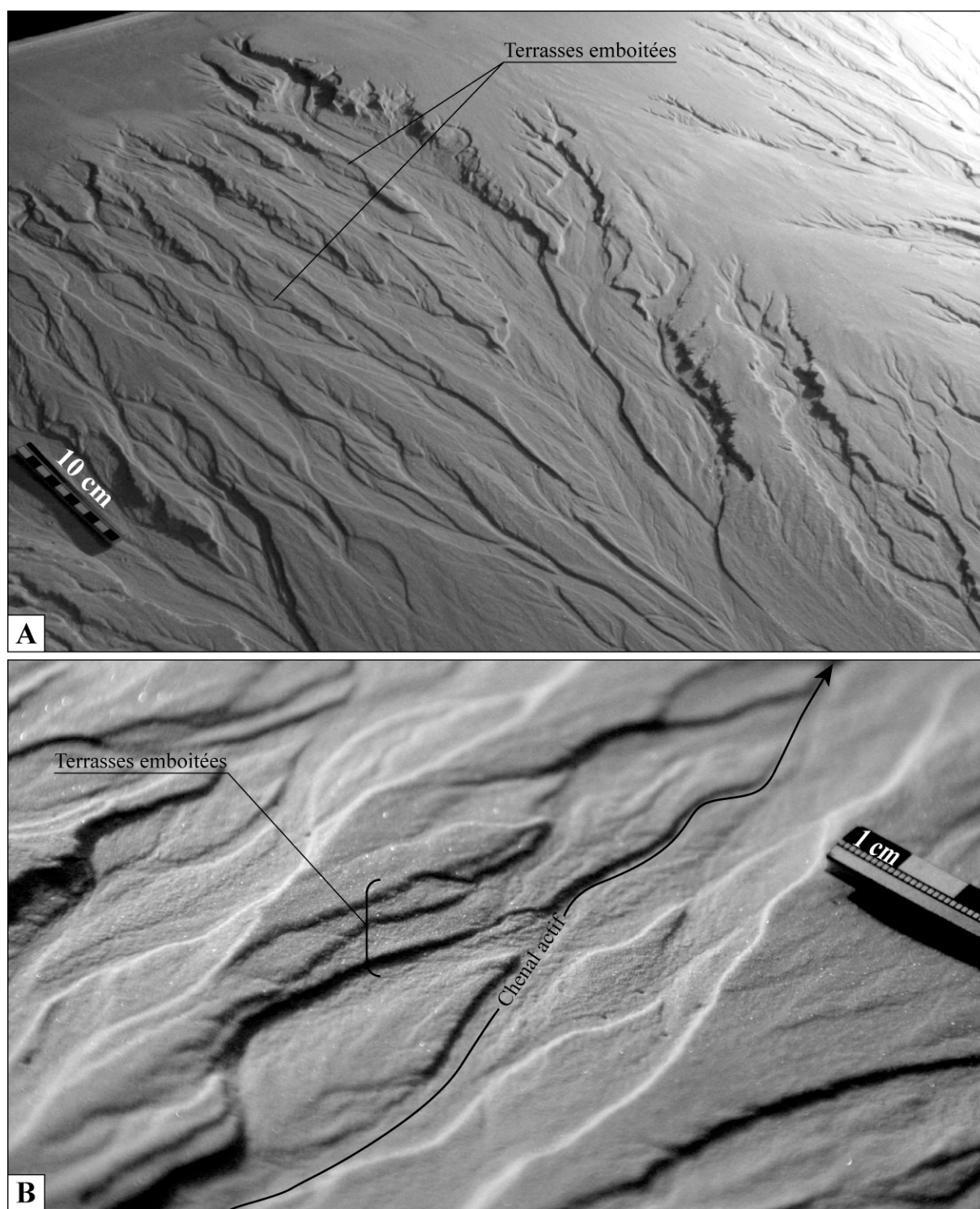


FIG. B.5 – A. Photographie de l'amont d'un bassin versant formé pendant une expérience avec des cycles eustatiques. B. Photographie de détail d'un chenal constitué d'une partie active et de terrasses emboîtées.

Annexe C

Les variations du niveau marin

Cette annexe constitue une revue bibliographique des principaux résultats obtenue au cours d'études des variations du niveau marin global et Méditerranéen. Elle présente également les concepts de base d'interprétation de données sismiques, en terme de variation du niveau marin.

C.1 Généralités

On différencie deux types de variations du niveau marin (figure C.1).

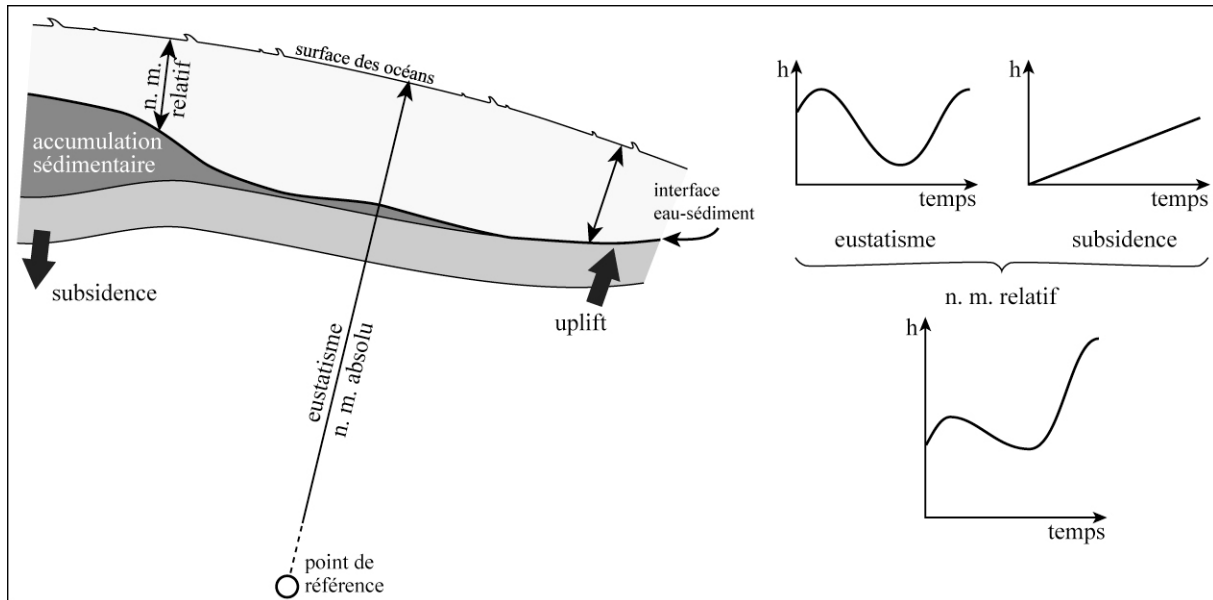


FIG. C.1 – Différences entre l'eustatisme et le niveau marin relatif.

Premièrement, les variations du niveau marin absolu, ou eustatisme, qui correspondent à des variations globales indépendantes des facteurs locaux. L'eustatisme est défini par la position de la surface des océans par rapport à un point fixe. Il est contrôlé par le volume d'eau dans les océans ou par la variation du volume du bassin lui-même (Miller et al., 2005). Deuxièmement, les variations du niveau marin relatif qui correspondent à des variations de la bathymétrie. Ces variations sont causées par l'eustatisme et par des mouvements verticaux de l'interface eau-sédiment. Ces mouvements verticaux peuvent être d'origine tectonique au sens large (tectonique et subsidence du substratum du bassin par surcharge sédimentaire ou hydraulique) ou sédimentaire (comblement du bassin, variation du taux d'apport sédimentaire) (Guidish et al., 1984). La figure C.2 montre les facteurs qui contrôlent l'eustatisme, leur échelle de temps et l'amplitude des variations du niveau marin qui en résulte. Les variations du volume d'eau océanique sont principalement contrôlées par la croissance ou la réduction des calottes glaciaires continentales (Pirazzoli, 1996; Miller et al., 2005). Dans ce cas-là, l'eustatisme qui en résulte est rapide (de l'ordre de la dizaine de milliers d'années) et de forte amplitude (supérieure à 200 mètres). D'autres processus tels que l'expansion ou la contraction thermique, les variations du volume d'eau souterraine et des lacs, induisent des variations eustatiques de plus haute fréquence et de faible amplitude (inférieure à 10 mètres). L'eustatisme forcé par des variations du volume des bassins correspond à des cycles de plus basse fréquence (de l'ordre du million jusqu'à la centaine de millions d'années). La variation du volume des bassins par accréation du planché océanique provoque des cycles eustatiques d'une amplitude pouvant atteindre 300

mètres. Les variations de sédimentation et les collisions continentales, ont des effets moins importants sur l'amplitude des variations du niveau marin absolu (de l'ordre de la dizaine de mètres).

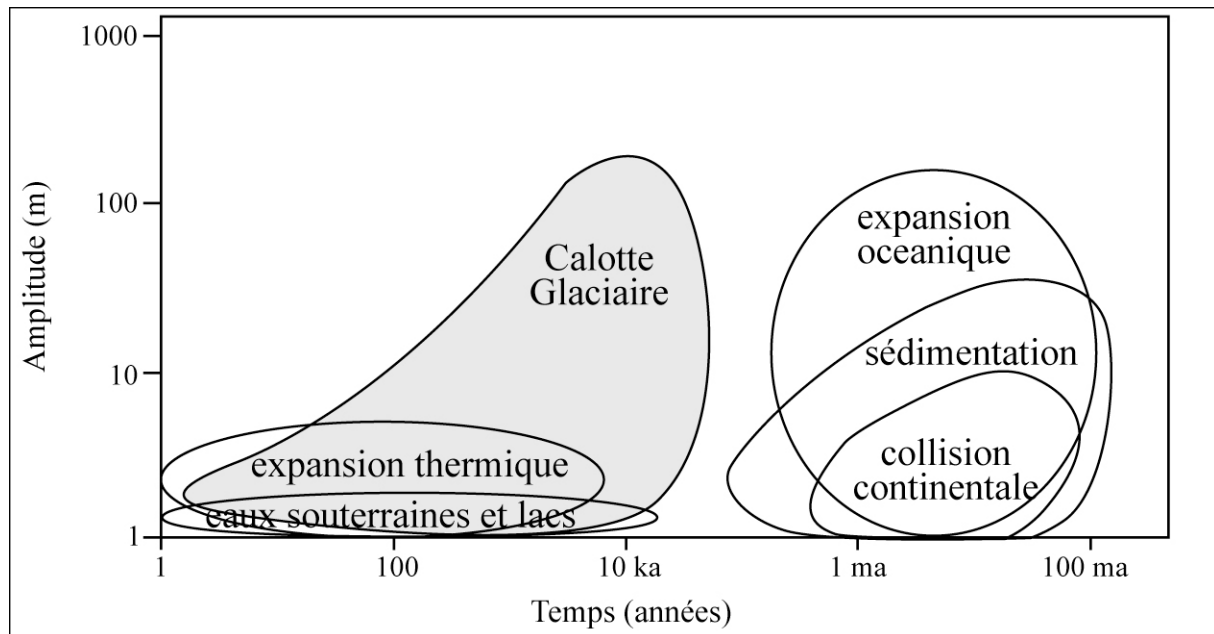


FIG. C.2 – Echelle de temps et amplitude des mécanismes géologiques contrôlant les variations du niveau marin. D'après Miller et al. (2005)).

Par la suite nous nous intéresserons uniquement aux cycles eustatiques induits par les variations du volume des calottes glaciaires. On parle alors de cycles glacio-eustatiques. Ces cycles ont une amplitude comprise entre 100 et 200 mètres et une fréquence d'environ 120 000 ans (figure C.2).

C.2 Les cycles glacio-eustatiques

Shackleton et al. (1995) ont étudié l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des eaux profondes méditerranéennes des cinq derniers millions d'années. Ces auteurs observent une transition d'un climat chaud au Messinien vers un climat froid au Pléistocène. Le premier événement majeur de refroidissement est enregistré à environ 3.5 Ma et correspond à une chute globale du niveau marin déterminée par Haq et al. (1987). Un second événement de refroidissement est enregistré à 2.6 Ma. Par la suite une augmentation des variations climatiques apparaît et provoque des cycles de haute fréquence du niveau marin : Les cycles glacio-eustatiques. Ces cycles glacio-eustatiques sont en relation directe avec les changements climatiques, et sont corrélés aux différentes périodes glaciaires depuis 700 000 ans.

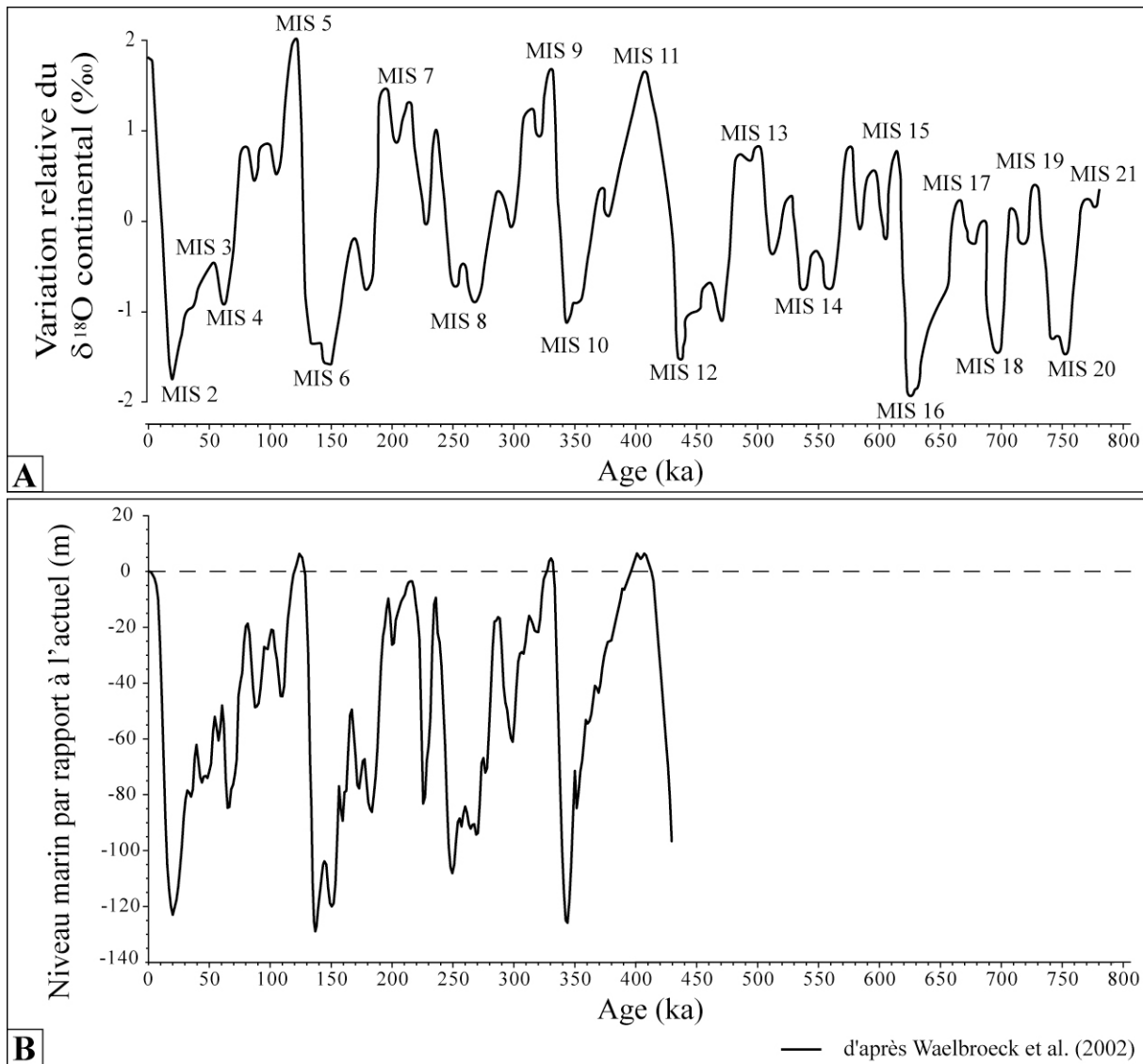


FIG. C.3 – (A) Courbe SPECMAP : variation du $\delta^{18}O$ au cours du quaternaire moyen et terminal. D'après Imbrie et al. (1984). MIS : Marine Isotopic Stage. (B) Variations du niveau marin par rapport à l'actuel depuis 450 000 ans. D'après Waelbroeck et al. (2002).

A l'échelle du Quaternaire, la reconstruction des variations climatiques est principalement basée sur l'étude isotopique de l'oxygène (figure C.3). Le $\delta^{18}O$ dépend du fractionnement entre deux isotopes stables de l'oxygène, ^{18}O et ^{16}O . Il correspond au rapport entre le $^{18}O/^{16}O$ d'un échantillon et du $^{18}O/^{16}O$ d'un standard. Les études isotopiques de l'oxygène peuvent être faites sur des carbonates (tests de foraminifères par exemple) ou sur les glaces des calottes polaires. La mesure du $\delta^{18}O$ des cristaux de glace ou d'un carbonate à l'équilibre avec l'eau de mer, permet de remonter à la température des océans au moment de leur formation. Lorsque la température diminue, le fractionnement entre les isotopes ^{18}O et ^{16}O est moins important, donc le $\delta^{18}O$ diminue. Sur la figure C.3, on identifie clairement les cycles climatiques de Milankovitch. Ces cycles d'environ 20.000, 40.000 et 100.000 ans sont expliqués par des causes astronomiques (figure C.4). Ils sont induits par des variations de la distribution saisonnière et en

latitude de l'énergie solaire que la Terre reçoit.

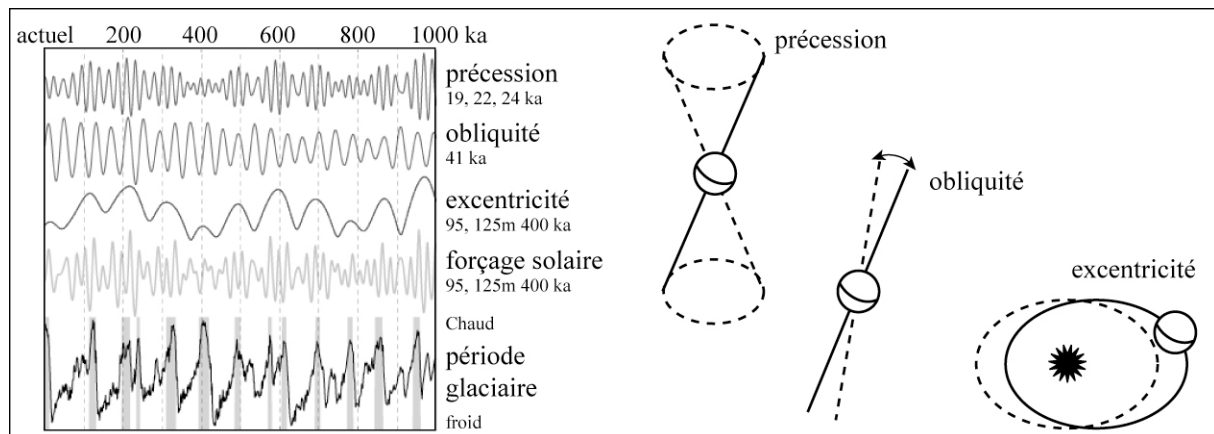


FIG. C.4 – Représentation schématique des trois paramètres orbitaux terrestres qui influencent la quantité d'énergie solaire reçue sur la surface de la Terre. La variation de cette énergie a un effet direct sur le climat terrestre.

C.3 La dernière déglaciation et la transgression marine

Les courbes de variations eustatiques de la fin du Quaternaire (figure C.5 et figure C.6) sont construites selon deux méthodes. La première correspond à l'étude isotopique de l'oxygène comme décrite précédemment. La seconde, surtout en ce qui concerne le post-glaciaire, consiste à étudier l'empilement des coraux, ou des terrasses marines, en tenant compte des facteurs locaux (tectonique, etc.), couplé à des datations par les méthodes ^{14}C et U/Th .

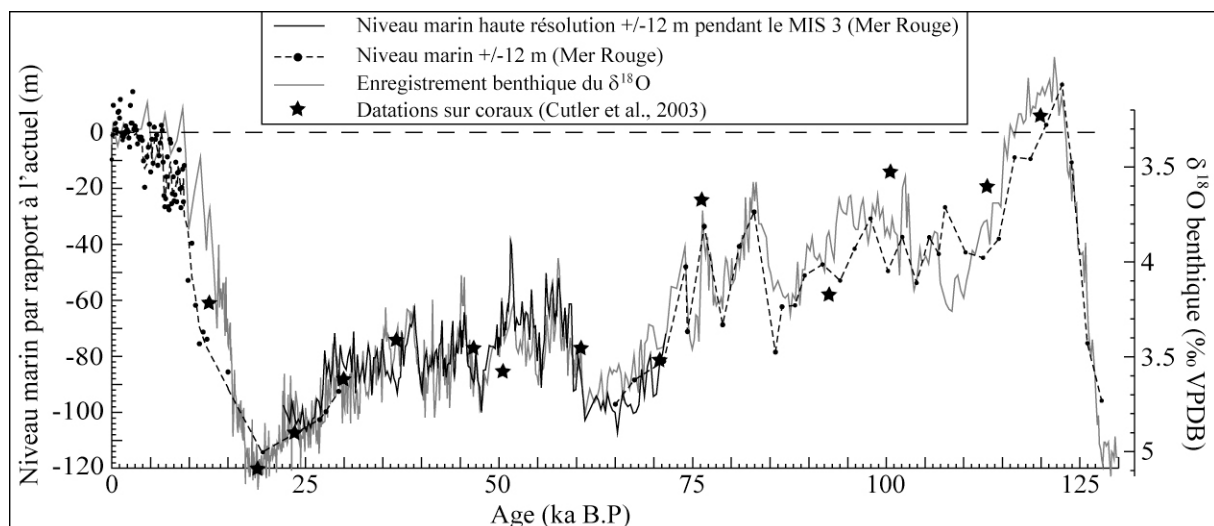


FIG. C.5 – *Reconstruction des variations du niveau marin par rapport à l'actuel au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. D'après Siddal et al. (2003).*

La dernière période glaciaire, qui correspond au dernier minimum du niveau marin global, est datée à 20 000 ans B.P. (figure C.6). La déglaciation qui suit est accompagnée d'une remontée du niveau marin d'environ 120 mètres. Les études réalisées à l'échelle mondiale montrent que le niveau marin actuel est atteint autour de 6 000 ans B.P. (Chappell and Polach, 1991; Edwards et al., 1993; Bard et al., 1996). En Méditerranée, certains auteurs déterminent une élévation du niveau marin de quelques mètres entre 6 000 ans B.P. et l'actuel (Dubar and Anthony, 1995; Labeyrie et al., 1976). Lambeck and Bard (2000) montrent par modélisation que le niveau marin holocène n'a jamais dépassé le niveau actuel. Pourtant Fuchey et al. (2001) décrivent des dépôts du dernier haut niveau marin holocène, entre 4 et 5 mètres d'altitude dans la basse vallée de l'Hérault. Ces auteurs attribuent la progradation générale des dépôts de plate-forme depuis 4 500 BP à la chute du niveau marin d'environ 4 mètres. Une autre étude, basée sur des observations sédimentologiques et palynologiques couplées à de la radiométrie ^{14}C , propose l'existence d'un haut niveau marin à environ +2 mètres par rapport à l'actuel vers 4 500 ans B.P. (Aloïsi et al., 1978).

La période post-glaciaire est ponctuée par deux événements d'accélération de la montée du niveau marin. Ces événements, appelés MWP-1A (à 11 500 ans B.P.) et MWP-1B (à 14 500 ans B.P.) pour Melt Water Pulse, correspondent à des périodes d'augmentation des apports d'eau issue de la fonte des glaces continentales.

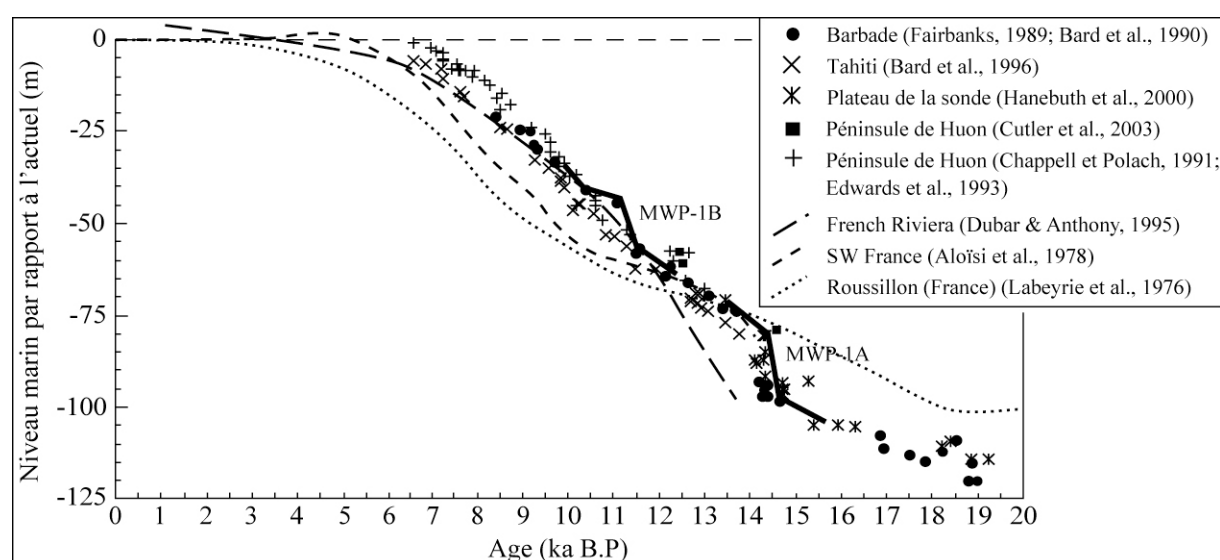


FIG. C.6 – *Variations du niveau marin par rapport à l'actuel depuis le dernier maximum glaciaire il y a 20 000 ans. D'après Waelbroeck et al. (2002)*

C.4 Les cortèges sédimentaires associés aux variations du niveau marin

L'architecture des dépôts sédimentaires dépend en grande partie de la position du niveau marin. Il est donc possible de définir ces dépôts en fonction d'une phase particulière d'un cycle de variation du niveau marin relatif. L'ensemble des dépôts qui se forment au cours d'une phase de variation du niveau marin est appelé unité génétique de dépôts ou cortège sédimentaire (*system tract* en anglais). L'étude de la géométrie de ces cortèges permet de comprendre la chronologie des dépôts et la relation entre la sédimentation et les facteurs qui la contrôlent tels que la subsidence ou l'eustatisme. Vail et al. (1987) ont décrit les différents types de cortèges sédimentaires qui composent une séquence dépôt, en les regroupant dans une coupe théorique de plate-forme (figure C.7).

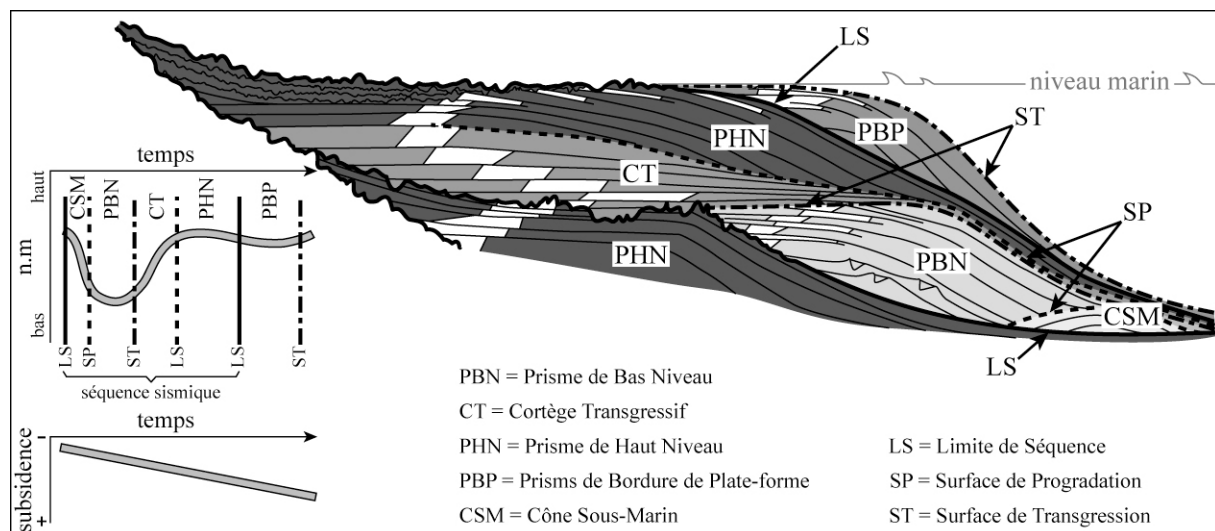


FIG. C.7 – "Limace de Vail" : Coupe théorique en profondeur des séquences de dépôts et des surfaces de discontinuité interprétées par les modèles de stratigraphie séquentielle. D'après Vail et al. (1987).

Le Prisme de Bas Niveau - PBN (*Lowstand System Tract - LST*).

Le Prisme de Bas Niveau vient directement sur la limite basale d'une séquence de dépôt. Cette limite correspond à une surface qui marque la chute du niveau marin. La partie amont de cette surface subit une érosion et est discordante alors qu'elle peut devenir concordante dans le bassin profond. Le Prisme de Bas Niveau est localisé sur le talus de la plate-forme et participe au remplissage des vallées incisées au cours de la régression eustatique qui précède. Le sommet de ce prisme indique la position maximale atteinte par la ligne de côte au cours de la régression (Vail et al., 1987).

Le Cortège Transgressif - CT (*Transgressive System Tract - TST*).

On appelle Cortège Transgressif les dépôts sédimentaires accumulés au cours de la migration de la ligne de côte vers le continent, causée par l'élévation du niveau marin. Ils sont limités à la base par la surface de transgression. Ces dépôts peuvent être de natures très diverses. Cependant, il existe deux critères constants de reconnaissance. Le premier est la mise en évidence de la rétrogradation (migration vers le continent) des dépôts d'un point de vue géométrique. Ce type d'observation peut se faire sur les affleurements de grande taille ou sur des profils sismiques. Le deuxième critère correspond à l'observation d'un approfondissement de l'environnement de dépôt caractérisé par les faciès sédimentaires.

La trajectoire de migration de la ligne de côte et des dépôts transgressifs dépend de la topographie, du taux d'apport sédimentaire et de la vitesse d'élévation du niveau marin (figure C.8).

On note que les cortèges transgressifs peuvent être de faible épaisseur (Tesson and Gensous, 1998). En effet, la phase de transgression eustatique est caractérisée par un faible taux d'apport sédimentaire sur la plate-forme du fait du piégeage des sédiments en amont.

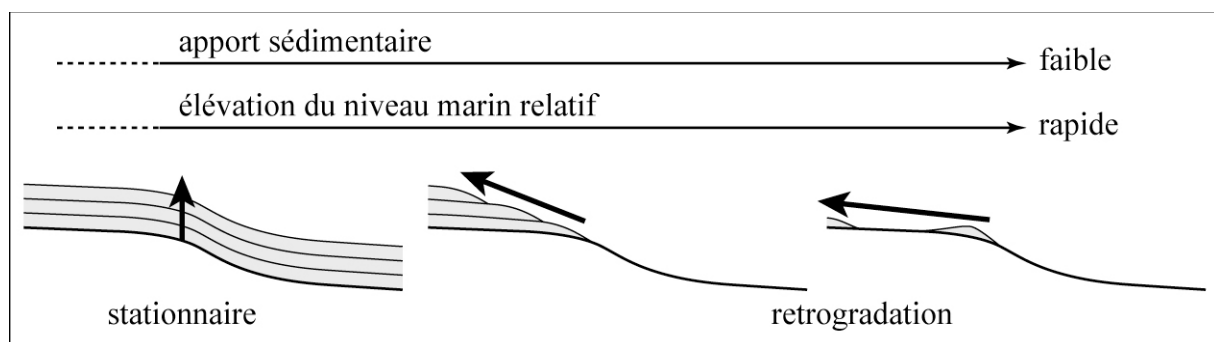


FIG. C.8 – Trajectoires des dépôts transgressifs sous le contrôle de l'apport sédimentaire et de l'élévation du niveau marin relatif (d'après Cattaneo and Steel (2003))

Le Prisme de Haut Niveau - PHN (*Highstand System Tract - HST*).

Ce cortège de haut niveau se dépose au moment où le niveau eustatique atteint son maximum. Il est caractérisé par une architecture générale progradante sur la surface de progradation. Cette surface marque la limite entre le Cortège Transgressif et Le Prisme de Haut Niveau. Lorsque l'espace disponible à la sédimentation est totalement comblé, le Prisme de Haut Niveau perd sa composante aggradante et ne présente plus qu'une architecture progradante vers le large.

La chute du niveau marin qui suit, génère une surface d'érosion sur le Prisme de Haut Niveau qui marque la fin de la séquence de dépôt.

Résumé

Actuellement, la prévision de l'évolution d'un système littoral représente un enjeu social important. De nombreuses études sont réalisées afin de mieux connaître la dynamique côtière et donc de comprendre les facteurs qui influencent son évolution. Cette dynamique est contrôlée par la morphologie, les apports sédimentaires, l'hydrodynamique, l'eustatisme... qui agissent à des échelles de temps différentes et avec de fortes interactions. A l'échelle géologique, l'architecture des dépôts, contrôlée par l'eustatisme et la subsidence, est parfaitement décrite dans les zones à forts apports sédimentaires. Par contre, dans les zones à faibles apports sédimentaires, l'enregistrement des cortèges côtiers est réduit et est difficile à interpréter.

L'analyse de 250 kilomètres de profils sismiques THR sur le littoral languedocien (Nord du Golfe du Lion, France), de carottages et de données de terrain a permis de déterminer la géométrie en trois dimensions des cortèges sédimentaires côtiers depuis le Quaternaire jusqu'à l'actuel. Ces observations montrent l'importance de la dynamique longshore sur les littoraux pauvres en apports sédimentaires directs. De plus, l'étude d'un système lagunaire sur ce littoral met en évidence les concepts de lagunes protégées et lagunes isolées ainsi que l'importance des vallées incisées dans la genèse de ces environnements. Enfin, la modélisation en laboratoire des processus d'incision de chenaux sous contrôle eustatique et climatique permet de discuter le rôle des vallées incisées en milieu côtier.

Mots clés : Golfe du lion ; Holocène ; eustatisme ; dynamique longshore ; cortège littoral ; flèche sableuse ; modélisation analogique.

Abstract

At present, the forecasting of littoral evolution presents a considerable social stake. Many studies have been achieved to better understand coastal dynamics. Such dynamics are controlled by morphology, sediment supply, hydrodynamics, eustacy... at different time scales. At geological time scale, deposits geometry, controlled by eustacy and subsidence, is successfully analysed where sediment supply is high. But the littoral zones present important sediment supply variability. In low sediment supply areas, the record of coastal tracts is smaller and harder to interpret.

Analyses of about 250 kilometres of new VHR seismic profiles acquired along the languedocian coast (Northern Gulf of Lion, France), tens of short cores and outcrops data allowed us to determine the three-dimensional high-resolution geometry of the coastal tracts from Quaternary to present-day. This highlighted the role of alongshore dynamics in coast where direct sediment supply is low. The concepts of protected lagoon and isolated lagoon were brought to the fore and the effect of inherited incised valley morphology was discussed. Last, a complementary study by analogue modeling of the channel incision processes controlled by eustatic and climatic changes allowed to discuss the role of incised valleys in coastal areas.

Keywords : Gulf of Lions ; Holocene ; eustacy ; alongshore dynamics ; coastal tract ; sand spit ; analogue modeling.